Affaires indiennes et du Nord Canada
Indian and Northern Affairs Canada

Étude environnementale nº 28

Géologie de l'Arctique de l'Est

Programme des affaires du Nord

Canada

84- 4287 /

Étude environnementale nº 28

Géologie de l'Arctique de l'Est

Programme des affaires du Nord

par Jean-Marie Sempels
Petro-Canada

Publiée avec l'autorisation de
l'hon. John C. Munro, c.p.,
député, ministre des Affaires
indiennes et du Nord canadien,
Ottawa, 1983.
QS-8322-000-FF-A1

Nº de catalogue R71-19/28-1983F
ISBN 0-662-91935-1

Le présent rapport a été préparé sous contrat pour Petro-Canada dans le cadre du programme d'études sur l'environnement marin de l'est de l'Arctique (ÉEMEA). Les idées, les conclusions et les recommandations qu'il renferme sont celles des auteurs et n'engagent pas nécessairement Petro-Canada ou le Ministère.

Contribution canadienne au Programme de l'Unesco sur l'Homme et la biosphère (MAB).

This report is also available in English under the title:

Environmental Studies No. 28
Geological Environments of the Eastern Arctic

©Ministre des Approvisionnements et Services Canada

TABLE DES MATIÈRES

Introduction 1

1 Géomorphologie, géologie de surface, côtes et végétation de l'Arctique de l'Est..... 2
1.1 Le Bouclier canadien..... 2
1.1.1 Basses-terres et collines côtières des îles Baffin et Bylot..... 2
1.1.1.1 Basses-terres côtières de l'île Bylot..... 5
1.1.1.2 Basses-terres côtières de l'île Baffin..... 6
1.1.1.2.1 Basses-terres de la Salmon..... 10
1.1.1.2.2 Basses-terres Macculloch..... 10
1.1.1.2.3 Basses-terres Jameson..... 10
1.1.1.2.4 Basses-terres Adair..... 11
1.1.1.2.5 Basses-terres de Kogalu..... 11
1.1.1.2.6 Basses-terres d'Aston..... 11
1.1.1.2.7 Basses-terres de Henry Kater..... 12
1.1.1.3 Collines côtières de l'île Bylot..... 13
1.1.1.4 Collines côtières de l'île Baffin..... 13
1.1.1.4.1 Collines d'Adair..... 13
1.1.1.4.2 Plateau de Scott..... 14
1.1.1.4.3 Collines de Clyde..... 14
1.1.1.5 Côtes de la baie Home..... 15
1.1.2 Hautes-terres de Davis..... 16
1.1.2.1 Partie sud-est de l'île Ellesmere..... 17
1.1.2.2 Partie est de l'île Devon..... 17
1.1.2.3 Ile Bylot..... 18
1.1.2.4 Partie est de l'île Baffin..... 21
1.1.2.4.1 Hautes-terres de Pond..... 21
1.1.2.4.2 Hautes-terres de Buchan..... 22
1.1.2.4.3 Hautes-terres de Clyde..... 24
1.1.2.4.4 Hautes-terres de Penny..... 24
1.1.3 Bas-plateau de Baffin..... 25
1.1.3.1 Région de Tay..... 26
1.1.3.2 Bas-plateau de Paquet..... 27
1.1.3.3 Plateau de Krag..... 29
1.1.3.4 Plateau glaciaire de Rowley..... 30
1.1.3.5 Plateau de Barnes..... 31
1.1.3.6 Collines de Rowley..... 31
1.1.3.7 Collines de Gillian..... 33
1.1.3.8 Plateau de Flint..... 34
1.1.3.9 Plateau glaciaire central de Baffin..... 34
1.1.3.10 Plateau Hantzsch et collines centrales..... 35

1.1.3.11 Bas-plateau de la baie Home et fiords du détroit de Cumberland..... 37
1.1.2.12 Bas-plateau de Nettilling..... 38
1.1.4 Bas-plateau de Hall..... 39
1.2 Régions limitrophes..... 40
1.2.1 Plateau de Lancaster..... 40
1.2.1.1 Plateau sud de l'île Ellesmere..... 41
1.2.1.2 Plateau central de l'île Devon..... 43
1.2.1.3 Bas-plateau de Barrow..... 46
1.2.1.4 Basses-terres du golfe de Boothia..... 48
1.2.1.5 Bas-plateau de Borden..... 49
1.2.1.6 Bas-plateau de Melville..... 54
1.2.2 Plaine de Foxe..... 55
1.2.2.1 Région au nord et à l'ouest de l'inlet Steensby..... 55
1.2.2.2 Iles du bassin Foxe et presqu'île Baird..... 56
1.2.2.3 Secteur au nord et à l'ouest du lac Nettilling..... 58
1.3 Littoral de l'Arctique de l'Est..... 59
1.3.1 Caractéristiques côtières générales..... 60
1.3.2 Variations des caractéristiques côtières selon la latitude..... 61
1.3.3 Mécanismes côtiers..... 65
1.3.3.1 Vents..... 66
1.3.3.2 Vagues..... 66
1.3.3.3 Marées..... 70
1.3.3.4 Glace..... 70
1.4 Végétation de l'Arctique de l'Est..... 71

2 Géomorphologie sous-marine de l'Arctique de l'Est..... 74
2.1 Détroit de Smith..... 74
2.2 Détroit de Jones..... 75
2.3 Détroit de Lancaster..... 76
2.4 Baie Baffin..... 77
2.4.1 Partie nord de la baie Baffin..... 77
2.4.2 Marge est..... 77
2.4.3 Marge ouest..... 78
2.4.4 Partie centrale de la baie Baffin..... 79
2.4.5 Détroit de Davis..... 80
2.4.6 Origine et évolution de la baie Baffin..... 80

3 Tectonique..... 82

4 Géologie de l'Arctique de l'Est.....
4.1 Géologie de la partie sud-est de l'île Ellesmere..... 87
4.2 Partie est de l'île Devon..... 87
4.3 Presqu'île Brodeur et péninsule Borden..... 88
4.4 Ile Bylot..... 90
4.5 Partie nord de l'île Baffin..... 92
4.6 Partie centrale de l'île Baffin..... 94
4.7 Partie sud de l'île Baffin..... 95
96

5 Géologie des formations glaciaires.....
5.1 Chronologie..... 97
5.2 Historique des explorations..... 97
5.3 Méthodes géochronologiques..... 100
5.4 Profil préquaternaire..... 104
5.5 Profil du Quaternaire..... 106
5.6 Variations du niveau de la mer..... 106
5.7 Rapports entre les événements glaciaires du Wisconsin dans l'Arctique de l'Est et ceux observés dans le sud du Canada..... 113
5.8 Occupation humaine..... 114
117

6 Sismicité dans l'Arctique de l'Est.....
6.1 Histoire sismique de l'Arctique..... 117
6.2 Répartition des épicentres et magnitude des secousses..... 118
6.3 Mécanismes sismiques..... 119
123

Références..... 125

Liste des cartes topographiques mentionnées dans le texte..... 143

Index des noms géographiques..... 145

Liste des figures

Figure 1	Régions géomorphologiques du Canada, d'après Bostock, 1976.....	3
Figure 2	Régions et divisions géomorphologiques de l'Arctique de l'Est, d'après Bostock, 1976, Fortier et al., 1963 et l'Université McGill, 1963a, b et c.....	4
Figure 3	Divisions géomorphologiques de la région de Davis d'après Bostock, 1976, Fortier et al., 1963 et l'Université McGill, 1963b, et c.....	8
Figure 4	Subdivisions géomorphologiques des basses-terres et des collines côtières des îles Baffin et Bylot, d'après l'Université McGill, 1963b et c.....	9
Figure 5	Subdivisions géomorphologiques des hautes-terres de Davis, d'après Fortier et al., 1963 et l'Université McGill, 1963b et c.....	19
Figure 6	Subdivisions géomorphologiques du bas-plateau de Baffin, d'après l'Université McGill, 1963b et c.....	28
Figure 7	Subdivisions géomorphologiques des basses-terres de l'Arctique, d'après l'Université McGill, 1963a, b et c	42
Figure 8	Variations des caractéristiques du littoral selon la latitude, d'après Sempels, 1982.....	64
Figure 9	Variations et types de zones côtières prédominantes dans l'Arctique de l'Est, d'après Sempels, 1982.....	68
Figure 10	Subdivisions des côtes de l'Arctique de l'Est selon la course du vent, d'après Sempels, 1982.....	69
Figure 11	Régions géologiques et tectoniques déterminées d'après des levés géophysiques, selon Hood et Bower, 1975...	83
Figure 12	Chronologie glaciaire du Wisconsin dans la région de la péninsule de Cumberland sur l'île Baffin, d'après Andrews et al., 1974. 1-4: partie est de l'île Baffin, 5 : partie centre-est du Groenland, 6 : courbes de paléoprécipitations d'après la carte glaciaire prélevée à Camp Century, Groenland.....	102
Figure 13	Séquences stratigraphiques de la région de Clyde dans la partie centre-est de l'île Baffin, d'après Andrews et al., 1974.....	103

Figure 14 Comparaison de l'interprétation des fluctuations glaciaires par la lichénométrie et la datation au carbone-14, reconstruction des paléotempératures d'été à partir de la datation au carbone-14 des horizons organiques enfouis et températures moyennes de juillet dans l'Arctique canadien à partir des analyses palynologiques de Nichols, 1967; d'après Miller, 1973..... 110

Figure 15 Diagramme en fonction du temps de la glace dans la partie est de l'île Baffin d'après Fillon et al., 1981..... 111

Figure 16 Emplacement des moraines frontales Cockburn et datation au carbone-14 correspondant à ces moraines, d'après Andrews et Ives, 1976..... 112

Figure 17 Extension maximum de l'inlandsis Laurentide le long de la partie est de l'île Baffin, d'après Ives, 1978..... 116

Figure 18 Epicentres des secousses sismiques au nord du Canada et dans les régions adjacentes (au nord de la latitude 59°N) entre 1899 et 1961, d'après Basham et al., 1977..... 121

Figure 19 Sismicité de l'Arctique de l'Est..... 122

Liste des tableaux

Tableau 1 Caractéristiques générales du littoral de l'Arctique de l'Est, d'après Sempels, 1982..... 63

Tableau 2 Chronologie des principaux événements glaciaires du quaternaire..... 99

Tableau 3 Evénements glaciaires dans la partie est de l'île Baffin, d'après Andrews et Barry, 1978 et Andrews et al., 1974..... 101

Tableau 4 Méthodes employées pour déterminer l'âge absolu d'événements glaciaires dans la région étudiée..... 107

* Les sites géographiques et les points de référence ne sont pas nécessairement les termes officiels mais ils peuvent être des dérivations de noms locaux et de cartes topographiques.

Introduction

Il n'est pas aisé de décrire la géologie d'un territoire aussi vaste que l'Arctique de l'Est. Outre l'étendue, il faut tenir compte d'une foule d'autres facteurs. Le lecteur observera à la table des matières que l'agencement de ces facteurs n'est pas habituel : la géomorphologie, les formations superficielles, les côtes et la végétation ont été regroupées. La raison en est simple: c'est ce qui tombe sous le sens dans l'Arctique. Pour aider le lecteur à bien visualiser la nature du pays, on le renvoit aux cartes topographiques appropriées. Viennent ensuite les connaissances déduites : la géomorphologie du large, la tectonique, la géologie, la glaciologie et la sismicité. Il est à espérer que la beauté de l'Arctique de l'Est se reflète un peu dans ces lignes.

1 Géomorphologie, géologie de surface, côtes et végétation de l'Arctique de l'Est

Sur le plan géomorphologique, le Canada peut être partagé en deux unités bien distinctes et souvent opposées : le Bouclier canadien, un noyau d'anciennes roches ignées et métamorphiques et les régions limitrophes, un anneau non fermé de roches stratifiées et plus jeunes (Bostock, 1976). Les régions limitrophes entourent le Bouclier au nord, à l'ouest et au sud et sont constituées de basses-terres, de plaines ou de plateaux constitués de strates posées à plat, ou bien de chaînons et de plateaux de roches déformées. Le côté nord-est du Bouclier est élevé et il entre en contact avec la mer en beaucoup d'endroits (figure 1).

Sur le plan géomorphologique, le Bouclier canadien et les régions limitrophes peuvent être découpés en régions, en divisions et en subdivisions. Dans les régions limitrophes, les limites des subdivisions sont établies sur la base des variations topographiques et géologiques. Le Bouclier canadien, cependant, est beaucoup plus uniforme et il faut plutôt tenir compte de la lithologie, du style des structures géologiques et des marques laissées par l'érosion pour délimiter les régions et les subdivisions.

On retrouve ces deux unités dans l'Arctique de l'Est. La région étudiée comprend deux régions et six divisions (figure 2) qu'on peut regrouper ainsi:

	Régions	Divisions
Bouclier canadien	Région de Davis	- Basses-terres et collines côtières des îles Baffin et Bylot - Hautes-terres de Davis - Bas-plateau de Baffin - Bas-plateau de Hall
Régions limitrophes	Basses-terres de l'Arctique	- Plateau de Lancaster - Plateau de Foxe

1.1 Le Bouclier canadien

L'histoire géologique de la surface actuelle du Bouclier canadien commence avant l'Algonkien, il y a au moins 2 480 millions d'années, à l'Archéen, avec l'évolution et l'articulation d'une pénéplaine constituée de roches archéennes (Cooke, 1931). Cette surface d'érosion semble avoir été enfouie et exhumée au moins une fois durant l'éon de l'Algonkien (Bostock, 1976). Le Bouclier a ensuite été entièrement recouvert de strates du début du Paléozoïque et au moins jusqu'au Dévonien moyen (il y a 370 millions d'années), il n'a pas fourni de matériaux sédimentaires aux régions avoisinantes. L'érosion des strates sus-jacentes aurait été terminée dans l'Arctique de l'Est vers le Tertiaire (il y a à peu

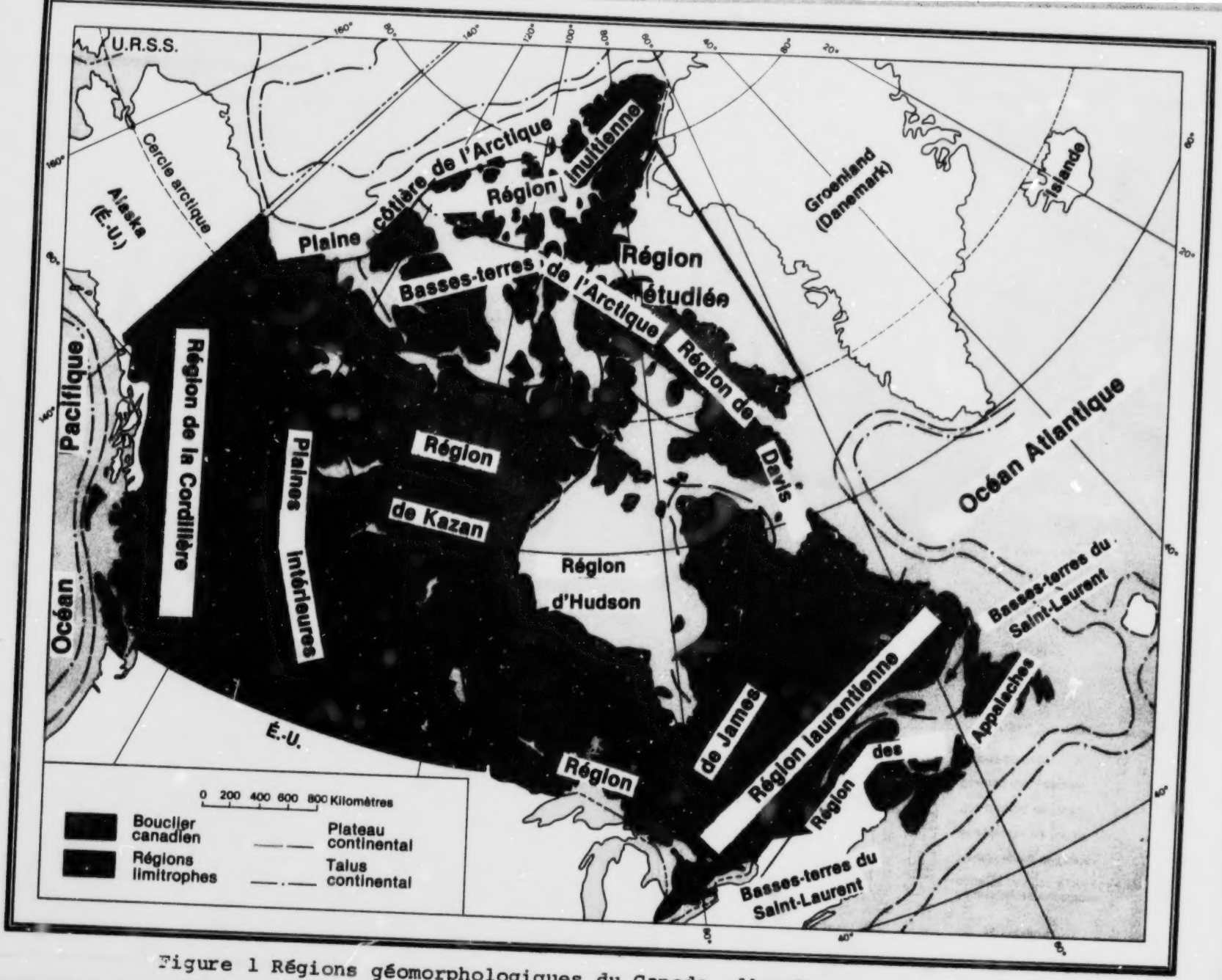


Figure 1 Régions géomorphologiques du Canada, d'après Bostock, 1976

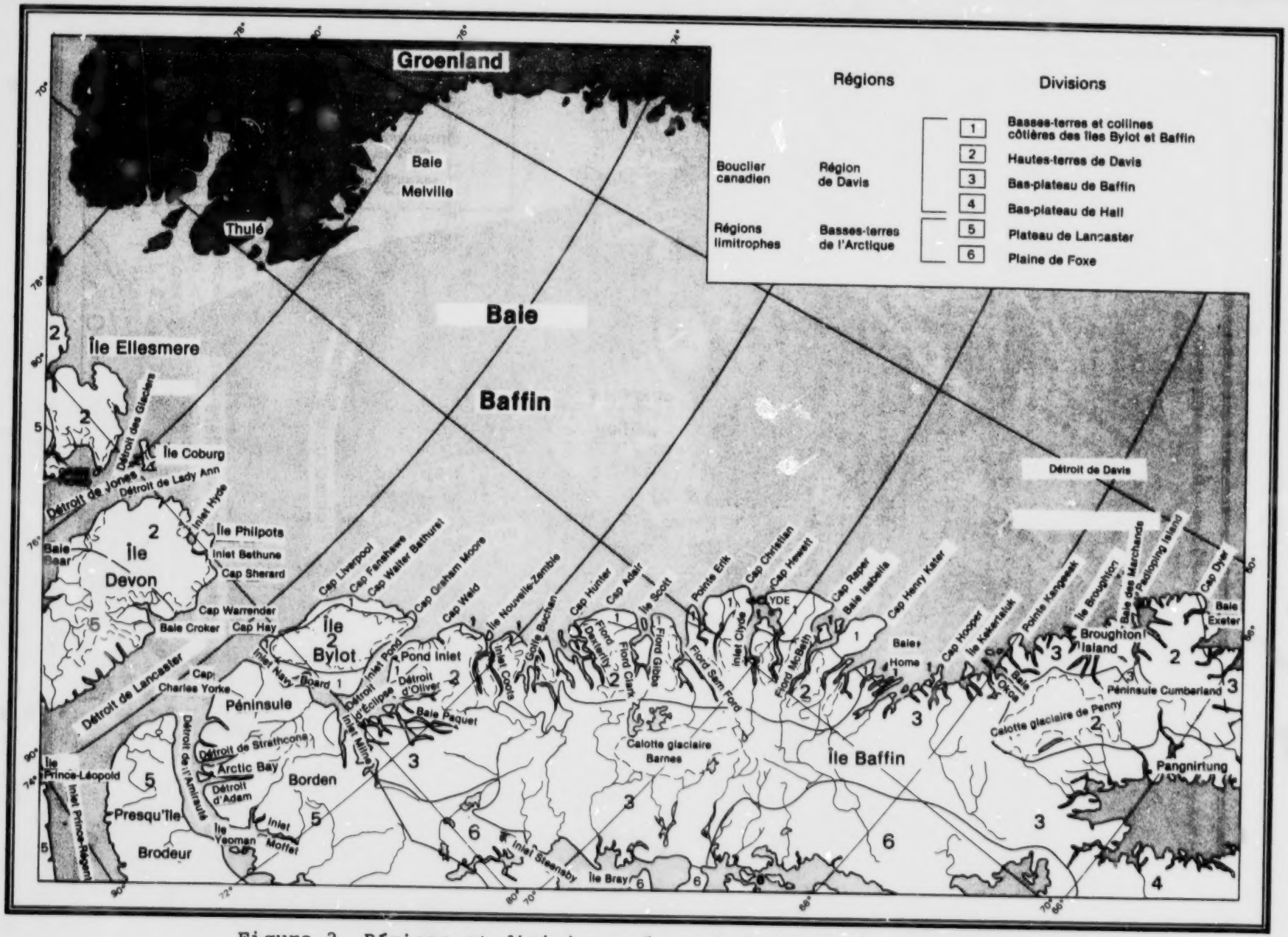


Figure 2 Régions et divisions géomorphologiques de l'Article de l'Est, d'après Bostock, 1976, Fortier et al., 1963 et l'Université McGill, 1963a, b et c.

près 5 millions d'années; Bird, 1959). Ces événements, ainsi que le décapage glaciaire, l'intervention d'agents d'érosion (Jenness, 1952) et les dépôts glaciaires ultérieurs ont concouru à donner au Bouclier son aspect actuel.

Le tracé des réseaux de drainage du Bouclier canadien varie considérablement, mais les grands axes datent peut-être d'avant le Paléozoïque (il y a au moins 575 millions d'années; Ambrose, 1964). La configuration des axes secondaires a évidemment été modifiée et compliquée par les glaciations, mais les premières études géomorphologiques faisaient déjà état du fait que la surface d'érosion "est exposée avec précisément les mêmes caractéristiques qu'elle avait quand elle a été enfouie" (Cushing et al., 1910). De plus, il semblait que les glaciations auraient aidé principalement à rajeunir la topographie (Baker, 1916, 1939; Kaszychi et Shilts, 1979) et qu'il est facile de surestimer l'action érosive des glaciers (Lorrain et al., 1981). Pour l'essentiel, le relief actuel a évolué avant les glaciations du Pléistocène. Il s'est produit des transformations importantes de la topographie préglaciaire par l'érosion glaciaire dans les hautes-terres de Davis, mais dans l'ensemble, les glaciations et la submersion qui a suivi n'ont eu d'autre effet que de modifier légèrement le terrain. La modification la plus courante produite par les glaciations est le recouvrement de la surface d'érosion par des débris. Ce sont ces formations qui sont souvent responsables de l'apparition d'une mosaïque de petits lacs et de mares en surface du Bouclier. La moraine et les essaims de drumlins impriment souvent une structure en parallèle très nette aux réseaux de drainage.

Sur le Bouclier, la région de Davis (figure 1) s'étend entre l'île Ellesmere au nord et le Labrador au sud. Elle est assez étroite aux deux extrémités et considérablement plus large au centre, s'étendant entre la côte est de l'île Baffin à l'est et les roches de l'Algonkien de la plaine de Foxe à l'ouest. Toute la région semble être une large surface d'érosion légèrement gauchie, comptant peu de formations superficielles et terminée par un relief vigoureux sur la majeure partie de sa bordure est. Sise dans l'Arctique de l'Est, la région de Davis compte quatre grandes divisions (figure 3): les collines et basses-terres de Davis, le bas-plateau Baffin et le bas-plateau Hall (Bostock, 1976; et Université McGill, 1963a, b et c).

1.1.1 Basses-terres et collines côtières des îles Baffin et Bylot

Les hautes-terres de Davis sont encadrées par des collines et des basses-terres, sauf dans le sud-est de l'île Ellesmere, dans l'est de l'île Devon et dans la région du golfe Buchan sur la partie est de l'île Baffin. Les collines et basses-terres reposent sur les mêmes roches ignées et métamorphiques qui forment aussi les hautes-terres contiguës, sauf dans le sud-ouest et le nord de l'île Bylot. A cause de la raideur de la pente régionale, le découpement

a été rapide, mais il reste des sommets concordants à différentes hauteurs, ce qui pourrait signifier qu'il y a eu des stades successifs de dénudation. L'érosion glaciaire a contribué au découpement du terrain et elle est responsable de la formation de beaucoup de parois très abruptes. Un peu partout dans les basses-terres, les formations glaciaires et marines masquent la roche en place, qui perce en collines arrondies.

Les basses-terres et les collines côtières des îles Bylot et Baffin comportent cinq grandes subdivisions. Ce sont : les basses-terres côtières de l'île Bylot, les basses-terres côtières de l'île Baffin, les collines côtières de l'île Bylot, les collines côtières de l'île Baffin et la région côtière de la baie Home (figure 4).

1.1.1.1 Basses-terres côtières de l'île Bylot

Du coin sud-ouest et, passant par la côte ouest et la côte nord, jusqu'au cap Fanshawe, le périmètre de l'île Bylot repose sur de la roche sédimentaire (figure 4, unité 1).

Dans la partie sud-ouest de l'île, des basses-terres très évoluées prennent naissance devant le glacier Sermilik et s'étalent au pied des montagnes jusqu'à l'inlet Navy Board (cartes SRCN 48D : inlet Navy Board, 38C : île Bylot en 38B : inlet Pond). Plusieurs importantes langues de glacier sont étalées sur ces basses-terres qui émergent de la mer et progressent lentement en une série d'escarpements côtiers de 30 à 60 m jusqu'à la base des montagnes, atteignant alors 450 m. Les basses-terres sont sillonnées par des cours de fonte anastomosés qui s'écoulent dans des vallées profondes. Les cours d'eau se déversant dans le détroit d'Eclipse au sud affouillent de vieilles formations alluviales et forment des terrasses de gravier. Encore plus au nord-ouest et à l'intérieur, les glaciers s'arrêtent au pied des montagnes et déversent leurs eaux de fonte dans l'inlet Navy Board par deux larges vallées aux versants abrupts et au fond marécageux. Ces vallées s'ouvrent en deltas, tandis que les vallées des autres cours d'eau importants sont terminées par des battures. La côte est bordée de plages de sable et de gravier. Dans la partie sud-ouest de l'île Bylot, les sédiments côtiers sont souvent appuyés sur des terrasses marines et des plages suspendues, avec quelquefois des marais formés entre les paléoplages successives. Il y a des dunes au sud-ouest du glacier Aktineq et quelques marécages et petits lacs formés dans les matériaux de transport glaciaire recouvrant la surface des basses-terres.

Vis-à-vis de la pointe Canada, un plateau atteignant 600 m s'étire sur à peu près 10 km vers l'intérieur. Il s'abaisse abruptement jusqu'au niveau de basses-terres côtières recouvertes de matériaux transportés et dont la largeur dépasse rarement le kilomètre, elles-mêmes étant terminées par des plages continues de

gravier et de sable. Plus au nord, le long de l'inlet Navy Board, des glaciers provenant des monts Byam Martin recouvrent le plateau et déversent leurs eaux de fonte dans l'inlet par une série d'auges glaciaires, la principale étant la baie Tay.

Dans la partie nord-ouest, le plateau s'abaisse sur des basses-terres triangulaires semblables à celles du coin sud-ouest de l'île. Elles sont cependant frangées sur le côté nord par une ligne de rivage en pente raide et dépourvue de sédiments. Les basses-terres couvrent à peu près 100 km^2 et elles sont limitées à l'est par un glacier sans nom qui atteint la mer près du cap Hay.

A l'est de ce glacier, un autre plateau flanque les monts Byam Martin sur leur flanc nord et s'étire vers l'est jusqu'à un glacier qui atteint la mer à l'extrémité ouest de l'anse Maud. Ce plateau descend vers la côte en une série de larges gradins de 150 m de hauteur, probablement de vieilles banquettes marines formées sur la roche en place à stratification horizontale. Les banquettes sont partiellement masquées par un glacier de piémont et sont coupées de vallées aux versants abrupts. Sauf dans ces vallées, la roche en place est recouverte par des matériaux transportés. Près du cap Hay, la côte est formée d'une série de falaises dépourvues de sédiments ou frangées de plage continues de sable et de gravier.

Vers l'intérieur à partir de l'anse Maud, les basses-terres sont onduleuses et coupées de vallées aux versants abrupts, sillonnées de cours d'eau de fonte anastomosés. Près de la côte, les vallées prennent l'allure de gorges. La côte elle-même est généralement en pente raide et terminée par d'étroites plages continues de gravier et de sable, tandis que le coin est de l'anse est couvert par un large delta. Un promontoire émoussé et tourné vers l'ouest, d'à peu près 60 m de hauteur, forme la limite est de l'anse Maud avec quelques plages concaves.

A l'est de cet escarpement et jusqu'au cap Fanshawe, la hauteur moyenne près de la côte diminue, le relief se réduit et les affleurements de roche en place deviennent rares sauf près du rivage avoisinant le cap Liverpool. Du cap Liverpool au cap Fanshawe, les plages de gravier et de galets sont continues et sont souvent appuyées sur des escarpements bas et en érosion. A l'ouest du cap Liverpool, trois dykes diabasiques verticaux ont formé un promontoire rocheux. Les lacs et les marécages sont fréquents dans les basses-terres couvertes de matériaux transportés et près du cap Liverpool, plusieurs cours d'eau détournés vers le nord-ouest ont formé un certain nombre de lacs allongés dans les arrière-plages des plages de gravier. A l'exception d'une importante langue de glacier qui s'étale sur à peu près 6 km dans les basses-terres, tous les autres glaciers de vallée s'arrêtent au pied des montagnes, environ 10 à 15 km à l'intérieur des terres.

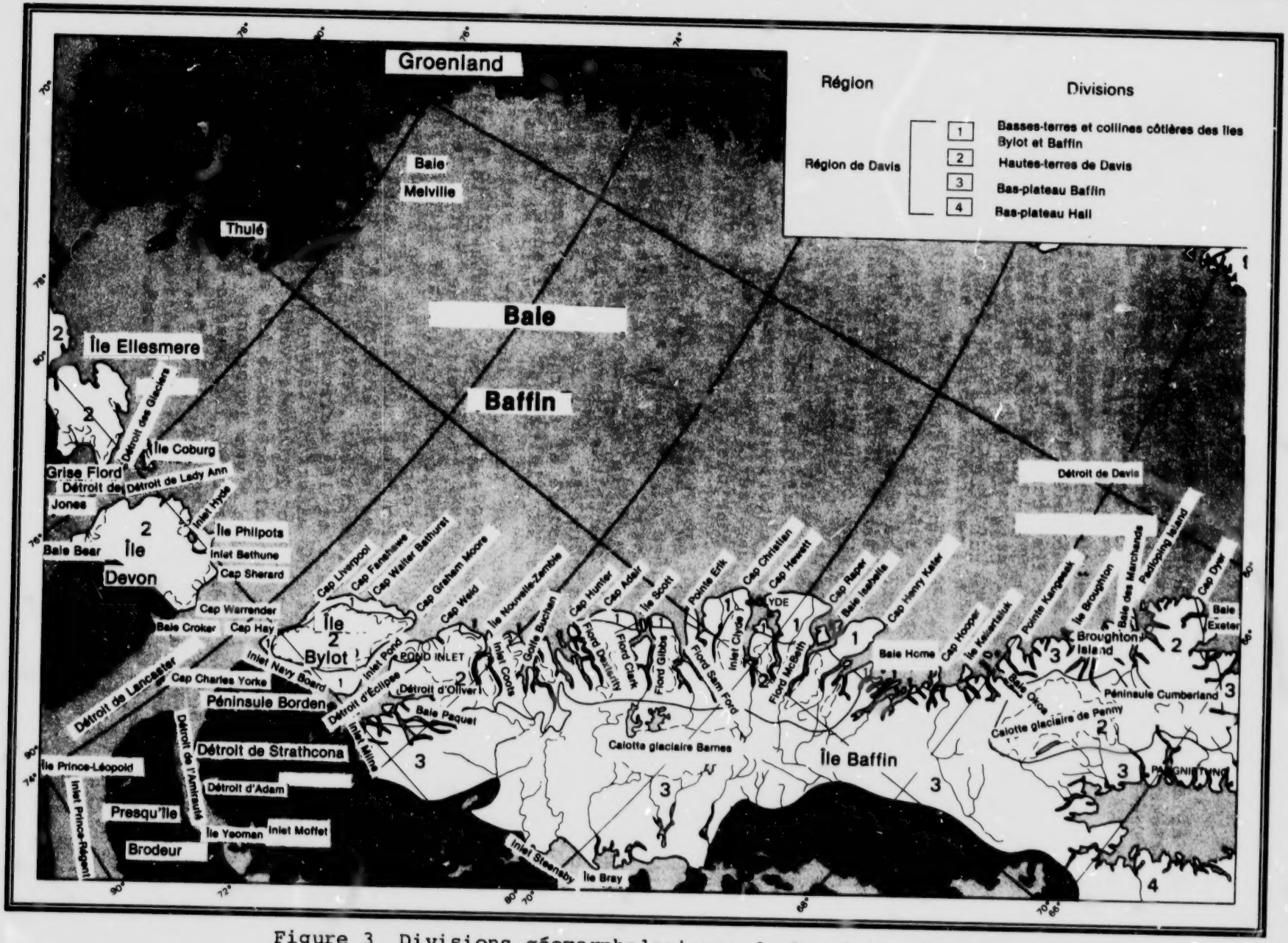


Figure 3 Divisions géomorphologiques de la région de Davis d'après Bostock, 1976, Fortier et al., 1963 et l'Université McGill, 1963b et c.

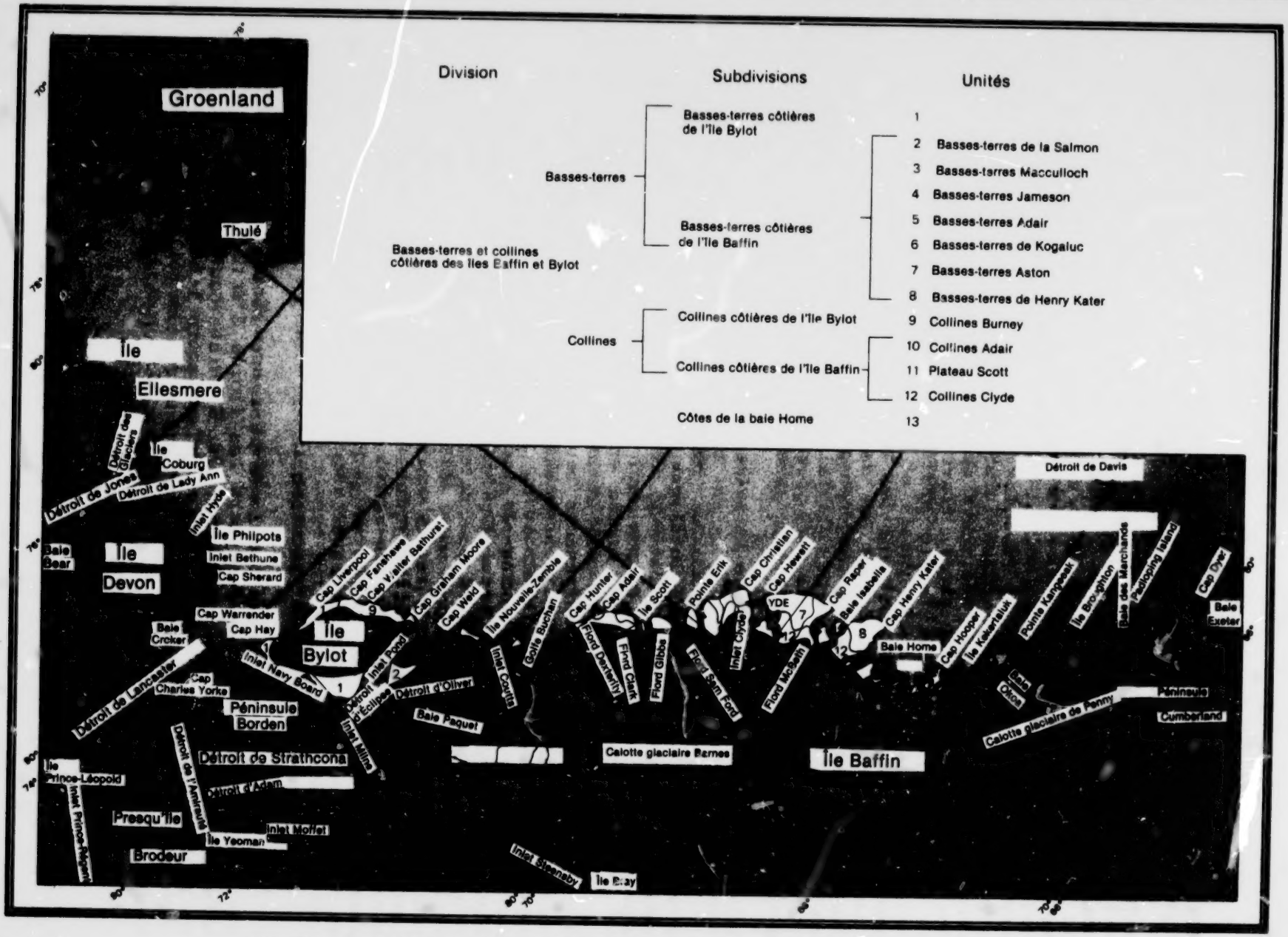


Figure 4 Subdivisions géomorphologiques des basses-terres et des collines côtières des îles Baffin et Bylot, d'après l'Université McGill, 1963b et c.

1.1.1.2 Basses-terres côtières de l'île Baffin

Il y a huit basses-terres distinctes sur la côte est de l'île Baffin (figure 4, unités 2 à 8). Leur superficie varie entre 260 et 1 550 km^2, formant de petites régions côtières ou recouvrant en grande partie des presqu'îles. Elles sont généralement très basses et le relief dépasse rarement 15 m. A l'exception des basses-terres de la Salmon, elles reposent sur les roches ignées et métamorphiques qui forment aussi les collines et hautes-terres contiguës; elles sont couvertes par de la moraine de fond et des matériaux transportés. La roche en place forme parfois des basses collines arrondies qui percent les sédiments meubles; il existe par endroits des formations fluvioglaciaires, fluviales et marines. Etant donné le peu de relief et la faible hauteur, le drainage est souvent mauvais et les petits lacs, marais et marécages abondent. Quelques grandes rivières s'écoulent dans les basses-terres et sont souvent anastomosées. Des promontoires bas de roche en place avec ou sans plages concaves, des plages suspendues, des terrasses marines, des escarpements bas de moraine glaciaire ou de sédiments marins, frangés de plages continues de gravier, et de grandes battures composent le rivage limitant ces basses-terres.

1.1.1.2.1 Basses-terres de la Salmon

Au sud du détroit d'Eclipse, des basses-terres triangulaires s'étendent sur 30 km vers l'intérieur, le long de la vallée de la rivière Salmon (figure 4, unité 2; cartes SRCN 38B : inlet Pond). L'embouchure de la rivière Salmon, qui draine le lac Utuk, est large et peu profonde; elle s'est formée en un delta important, terminé par de larges battures. Au sud et au nord-est, les basses-terres sont limitées par des escarpements causés par des failles et elles sont couvertes de matériaux transportés, formées en crêtes basses et concentriques de moraine terminale au nord du lac Utuk. Le drainage est mauvais et il y a beaucoup de lacs et de tourbières. Près de l'agglomération de Mittimatalik (Pond Inlet), quelques collines arrondies de gneiss percent les matériaux transportés et dans la vallée de la rivière Salmon, des affleurements de grès présentent une certaine ressemblance avec d'autres affleurements trouvés dans la partie sud-ouest de l'île Bylot, de l'autre côté du détroit d'Eclipse. Face aux basses-terres, la côte est constituée d'arrière-plages au sol meuble en pente modérée ou raide, frangées de plages continues de sable et de gravier.

1.1.1.2.2.2 Basses-terres Macculoch

Les basses-terres Macculoch recouvrent une partie de la pointe est de la presqu'île comprise entre les fiords d'Erik Harbour et le Bras nord, immédiatement au nord de l'inlet Coutts (figure 4, unité 3). Les basses-terres sont comprises entre le cap Bowen et le cap Coutts et elles sont brisées par une série de collines en ligne

qui se terminent au cap Macculloch (carte SRCN 38A: île Nova Zembla). Un gros glacier de piémont repose juste à l'ouest de la région et les cours d'eau de fonte provenant de ce glacier et d'autres glaciers de vallée serpentent dans les basses-terres. Le plus souvent, ceux-ci sont anastomosés. En surface, les basses-terres sont constituées de matériaux transportés, avec quelques projections peu élevées et arrondies de roche en place. La très petite pointe nord des basses-terres (à peu près 5 km^2), au sud-est du cap Bowen, présente à peu près le même aspect que la pointe plus importante au sud (à peu près 60 km^2). Les rivages sont constitués d'arrière-plages au sol meuble et en pente douce, frangées de plages continues de sable et de gravier.

1.1.1.2.3 Basses-terres Jameson

Il existe un petit secteur de basses-terres entre le cap Jameson (Ragged Point) et The Bastions, au nord du golfe Buchan (figure 4, unité 4). Il mesure à peu près 20 km de longueur et 2 à 3 km de largeur, sauf au milieu où il s'étire sur à peu près 12 km dans une large vallée au fond plat par laquelle s'écoule l'eau provenant de plans de glace situés à l'intérieur (cartes SRCN 38A: île Nova Zembla et 37H: golfe Buchan). Il y a beaucoup de plages soulevées près de la côte, spécialement au nord de The Bastions, où elles retiennent des eaux formant un lac de 8 km de longueur. Les rivages bordant ces basses-terres sont constitués de plages continues de gravier et de sable, accompagnées d'arrière-plages au sol meuble et en pente douce dans la partie sud et d'arrière-plages rocheuses, tout près du niveau de la mer et en pente douce, dans la partie nord.

1.1.1.2.4 Basses-terres Adair

Des basses-terres discontinues couvrent à peu près 250 km^2 de la côte est de l'île Baffin, entre le fiord Dexterity et l'inlet Scott (figure 4, unité 5). Les basses-terres sont à l'embouchure des vallées et mènent vers l'intérieur; elles sont interrompues par des collines au sud-est du cap Hunter et près du cap Adair (cartes SRCN 37H: golfe Buchan et 27G : inlet Scott). La surface en pente douce est constituée de matériaux transportés et d'alluvions; elle est couverte d'un grand nombre de petits lacs et de marais. Dans cette région, le rivage est formé surtout de plages continues de sable appuyées sur des arrière-plages au sol meuble en pente douce. Des arrière-plages ont été formées un peu partout, mais surtout au nord-ouest du cap Adair où le rivage est abrupt et rocheux, parfois frangé d'étroites plages continues de sable et de gravier.

1.1.1.2.5 Basses-terres de Kogalu

Les basses-terres de Kogalu recouvrent à peu près 650 km^2 de la pointe est de la presqu'île située entre le fiord Eglinton et l'inlet Clyde (figure 4, unité 6; carte SRCN 27F : Rivière Clyde). Des matériaux transportés recouvrent la surface qui est en pente

douce vers l'est. Des collines basses et arrondies de roche en place percent la surface en plusieurs endroits et forment le promontoire du cap Eglinton. Dans l'ensemble, les basses-terres sont bien drainées à l'exception d'un secteur juste au nord de l'agglomération de Kangirlugaapik (Rivière Clyde), qui compte des lacs et des marécages. La Kogalu, une rivière importante, franchit les basses-terres et beaucoup d'autres petits cours d'eau s'écoulent vers l'est jusqu'à la mer. Du côté nord de l'embouchure de la Kogalu, la côte est rocheuse et comporte des plages concaves de sable et de gravier. Du côté sud-est, la côte est formée par des escarpements de sol meuble en pente assez raide, qui ont à peu près 30 m de hauteur et qui sont frangés d'étroites plages continues de sable et de blocs. Encore plus au sud-est et autour de la rive nord de l'inlet Clyde, des plages continues de sable sont appuyées sur des arrière-plages en pente douce ou moyenne et constituées de sol meuble.

1.1.1.2.6 Basses-terres d'Aston

Il s'agit des basses-terres (figure 4, unité 7) présentant le plus grand front (80 km le long de la côte) et la plus grande superficie (à peu près 1 550 km^2) de la côte est de l'île Baffin. Elles recouvrent l'extrémité est de la presqu'île située entre le fiord Inuqsuin, la baie Isabella et le fiord McBeth; elles s'étendent entre la pointe Halliday et le cap Raper (cartes SRCN 27F : Rivière Clyde, 27E : Cap Hewett, 27D : cap Henry Kater et 27C : fiord McBeth). La surface est couverte de matériaux transportés et s'incline en pente douce vers l'est; elle atteint au maximum 60 mètres de hauteur et comporte des collines basses, elles-mêmes en bonne partie couvertes de matériaux transportés. Dans la partie centrale, une série de larges terrasses marécageuses, séparées par de courts escarpements, prend naissance en un point situé à quelques kilomètres à l'ouest de la côte et se prolonge vers l'intérieur sur 12 km. Beaucoup de rivières traversent les basses-terres, dont deux importantes qui atteignent la mer au nord et au sud du cap Aston. Globalement, le drainage est meilleur vers l'intérieur, mais il y a quelques grands lacs près de la bordure ouest. Les côtés nord et sud de la côte sont constitués de bas escarpements rocheux ou de sol meuble, frangés de plages continues de gravier. Le cap Raper est un promontoire rocheux comptant quelques plages concaves de gravier. La partie centrale de la côte, du sud du cap Hewett jusqu'au sud du cap Aston, est exceptionnellement peu profonde; le rivage est formé de plages sableuses continues, coupées de grandes battures; la majeure partie de la côte est frangée d'un cordon littoral abritant une lagune peu profonde. Le cordon littoral est percé de passes par la mer en quelques endroits et beaucoup de cours d'eau se déversent dans la lagune. Près du cap Aston, ces battures et ces zones d'eau profonde atteignent 3 km de largeur.

1.1.1.2.7 Basses-terres de Henry Kater

Constituant la rive nord de la baie Home, la péninsule Henry Kater comporte des basses-terres couvrant plus de 1 000 km^2 à sa pointe est (figure 4, unité 8; carte SRCN 27D : cap Henry Kater). La surface, couverte de matériaux transportés et qui atteint 100 m de hauteur à l'ouest, descend lentement vers la mer jusqu'à des escarpements de 15 ou 20 m de hauteur. A l'ouest et au sud, des basses collines de gneiss percent la couverture de matériaux transportés. Dans l'ensemble, le drainage est mauvais et il y a beaucoup de lacs et de marécages. La partie sud des basses-terres est constituée d'un terrain sableux inégal. Des plages suspendues se sont formées au fond des baies dans la section sud de la côte et au nord-ouest du cap Henry Kater. Le rivage est constitué en bonne partie d'escarpements au sol meuble de 15 à 20 m de hauteur, frangés de plages continues de gravier et de sable.

1.1.1.3 Collines côtières de l'île Bylot

Des collines formant une ceinture de 90 km de longueur et de 16 km de largeur, appelées les collines Burney (figure 4, unité 9; cartes SRCN 38C : île Bylot et 38B : inlet Pond) sont disposées sur la côte est de l'île Bylot, entre le cap Fanshawe et la pointe Button. Le long de cette ceinture, les roches ignées, métavolcaniques et métasédimentaires des monts Byam Martin, qui remontent à l'Archéen et à l'Aphébien, exception faite des secteurs du cap Fanshawe et de la pointe Button, ont été érodées et découpées en collines arrondies. Les collines sont séparées par de grandes vallées (jusqu'à 10 km de largeur) dont le fond est couvert d'alluvions. Les cours d'eau de fonte anastomosés s'écoulant dans ces vallées sont terminés par de grands deltas, des lagunes et des réseaux de cordons littoraux. Le long de la côte, des arrière-plages rocheuses et en pente raide, couvertes ou non de sédiments ou avec quelques plages concaves de gravier et de blocs, marquent souvent la limite des secteurs où les collines touchent à la mer. Ces formations alternent avec de grandes plages continues ou des cordons littoraux de gravier et de sable. Il y a quelques petites calottes de glace dans les secteurs nord et sud de la région, au sud du cap Fanshawe, à l'est du cap Burney et au nord-ouest du cap Graham Moore et de la pointe Button.

1.1.1.4 Collines côtières de l'île Baffin

A la suite des événements qui ont mené à la formation des surfaces concordantes les plus élevées sur l'île Baffin, une série d'épisodes d'érosion a entraîné la formation d'un certain nombre de larges gradins sur la pente tournée vers la mer des hautes-terres Baffin. Cette zone de transition entre les hautes-terres et les basses-terres constitue une subdivision géomorphologique distincte: les collines côtières de l'île Baffin. Celles-ci ont été découpées par l'action des rivières et des glaciers et sont actuellement

couvertes de glace en beaucoup d'endroits. Un mince placage de blocs transportés recouvre des gneiss dans presque toute la région. La hauteur varie entre 300 et 400 m, et dépasse rarement 600 m. Exception faite de quelques très gros blocs erratiques et de quelques auges glaciaires aux versants abrupts, il y a très peu de marques de l'action glaciaire. La topographie des collines et des nombreuses vallées en U ainsi que des interfluves arrondis est caractéristique d'une érosion fluviale. Plusieurs larges vallées dont le lit est couvert de moraine de fond s'ouvrent à l'est sur les basses-terres côtières. Bien que certaines aient des petits lacs, le drainage y est généralement plus efficace que sur les basses-terres contiguës. Les auges glaciaires sont caractérisées par un fond encore plus plat et un drainage moins efficace, par des moraines latérales ou terminales et par du matériel alluvionnaire.

1.1.1.4.1 Collines d'Adair

Au nord de l'inlet Scott, une région de collines atteignant 3 à 16 km de largeur est disposée en bordure des basses-terres d'Adair entre le sud-ouest du fiord Dexterity et le fiord Clark (figure 4, unité 10; cartes SRCN 37H: golfe Buchan et 27G: inlet Scott). Les collines sont composées principalement de gneiss zonés horizontalement et en partie recouverts de matériaux transportés à blocs. La roche en place a été découpée par l'érosion fluviale et le drainage est du type dendritique. Le relief local atteint 60 à 90 m et les sommets concordants des interfluves arrondis atteignent 450 m. Deux larges auges glaciaires découpent la région des collines. Celle qui est au nord est orientée vers le nord-est et elle est en partie couverte d'un lac de 15 km de longueur. La seconde, au nord-ouest de l'île Scott, est tournée à peu près vers l'ouest et semble d'origine géologique. Les deux auges traversent la presqu'île et sont tournées vers le fiord Dexterity à l'ouest. La rive nord du fiord Clark est formée de sections de falaises abruptes sans sédiments, d'arrière-plages au sol meuble en pente douce avec des plages continues de gravier et de blocs, et de falaises abruptes avec des débris colluviaux et des plages de gravier et de blocs. La rive sud-est du fiord Dexterity est formée de sections d'arrière-plages au sol meuble en pente douce avec des plages continues de sable, de gravier et de blocs, d'arrière-plages rocheuses en pente modérée ou raide avec des débris colluviaux, et de plages continues de blocs.

1.1.1.4.2 Plateau de Scott

Les pointes des presqu'îles situées entre l'inlet Scott, le fiord Sam Ford et le fiord Eglinton ont une topographie à plateaux (figure 4, unité 11; cartes SRCN 27G : inlet Scott et 27F : Rivière Clyde). La surface est légèrement ondulée et s'incline vers l'est à partir d'une hauteur maximale de 300 à 450 m du côté ouest. Près de la mer, le plateau s'arrête abruptement, généralement entre 150 et 300 m de hauteur. La surface est couverte de matériaux transportés

à blocs. Une large vallée glaciaire, la vallée Stewart, traverse la presqu'île formée entre le bras Walker et Refuge Harbour sur le fiord Gibbs. Elle est presque entièrement couverte sur la longueur d'un lac très allongé, retenu par deux barrages formés de moraines terminales à la limite de fronts de glacier. Le rivage du fiord Gibbs est formé de falaises rocheuses en pente raide, soit dépourvues de sédiments ou frangées de débris colluviaux et d'étroites plages à blocs. Des rivages semblables entourent le bras Walker et le fiord Sam Ford. Les rivages du fiord Eglinton sont formés d'arrière-plages en pente modérée ou raide, souvent frangées de plages continues de gravier et de blocs. Le rivage sud-est du fiord Eglinton comporte une arrière-plage rocheuse frangée d'une plage continue de sable, de gravier ou de blocs.

1.1.1.4.3 Collines de Clyde

Une partie des presqu'îles situées entre le fiord Eglinton et la baie Home est occupée par des secteurs de collines arrondies, séparées par de larges vallées (figure 4, unité 12). Entre le fiord Eglinton et l'inlet Clyde, le secteur de collines est de forme irrégulière et il est divisé en une partie nord et une partie sud, au caractère différent, par le lac Ayr et la rivière Kogalu orientés vers le nord-est (carte SRCN 27F : Rivière Clyde). Au nord de la rivière Kogalu, le secteur est représentatif de la sous-région à collines, avec des collines arrondies et de larges vallées. Au sud, les basses-terres Kogalu se prolongent vers le sud-ouest le long de la vallée fluviale et il y a un secteur à relief alpin prolongeant la région des hautes-terres vers l'est, au nord de l'inlet Clyde. Entre le secteur alpin et l'inlet Clyde, il existe un plateau de 450 m, entaillé par plusieurs vallées étroites. La rive sud du fiord Eglinton est constituée surtout d'arrière-plages rocheuses en pente raide, modérée ou douce, avec des plages continues de gravier, de blocs ou de sable. Il existe aussi des arrière-plages au sol meuble avec des plages continues de gravier et de blocs à l'entrée du fiord Eglinton.

La rive nord de l'inlet Clyde est constituée de sections d'arrière-plages rocheuses en pente raide, avec des débris colluviaux, frangées d'étroites plages continues de blocs. Ces sections alternent avec des sections d'arrière-plages au sol meuble en pente modérée, frangées de plages continues de gravier et de sable. Ce dernier type de rivage est trouvé le plus souvent devant les vallées assez étroites qui entaillent le plateau vers le nord-ouest.

La pointe est de la presqu'île comprise entre l'inlet Clyde et le fiord Inuqsuin est occupée par un plateau atteignant à peu près 450 m. Les rivages de la presqu'île sont formés de sections de falaises rocheuses abruptes, dépourvues de sédiments, d'arrière-plages rocheuses en pente modérée, avec des débris colluviaux et des plages de gravier et de blocs, et aussi d'arrière-plages au sol

meuble en pente douce, avec des plages continues de gravier et de sable. Phénomène inhabituel, un long promontoire rocheux et aux parois abruptes fait saillie du côté sud de l'inlet Clyde et se trouve ainsi à abriter une baie rectangulaire comportant des arrière-plages au sol meuble en pente douce et, au fond, des plages continues de sable et de gravier.

Entre les fiords Inuqsuin et McBeth, les collines sont disposées vers l'intérieur des terres, derrière les basses-terres d'Aston (carte SRCN 27C : fiord McBeth). Cette région de collines est drainée vers le nord et le sud par une série de cours d'eau et aussi par une importante rivière s'écoulant vers l'est. Dans ces régions de collines, la rive sud du fiord Inuqsuin est formée d'arrière-plages rocheuses en pente raide ou modérée, souvent frangées de plages continues de gravier qui sont elles-mêmes souvent coupées par des baies ayant des arrière-plages au sol meuble en pente douce et à plages continues de gravier et de sable. Exception faite de certaines sections d'arrière-plages au sol meuble en pente douce, frangées de plages continues de gravier et de sable devant l'embouchure des vallées, la rive nord du fiord McBeth est formée dans cette région d'arrière-plages rocheuses en pente raide, dépourvues de sédiments ou avec des débris colluviaux et des plages continues de blocs.

Dans la baie Isabella, les îles Aulitivik et Aulitiving ont un plateau atteignant 300 m (cartes SRCN 27C : fiord McBeth et 27D : cap Henry Kater). Ce plateau est couvert d'une mince couche de matériaux transportés à blocs et il s'incline en pente raide dans les zones côtières. La majeure partie des rivages des deux îles est formée d'arrière-plages rocheuses en pente raide, dépourvues de sédiments, d'arrière-plages rocheuses en pente modérée avec des colluvions et des plages continues de gravier et de blocs, et enfin d'arrière-plages en pente douce ou modérée avec des plages continues de gravier et de sable.

Sur la péninsule Henry Kater (carte SRCN 27D : cap Henry Kater), d'assez courtes rivières sillonnent la région des collines et s'écoulent à la mer par de larges vallées souvent terminées en arrière-plages au sol meuble en pente douce ou modérée, avec des plages continues de gravier et de sable. Entre ces vallées, le rivage est formé presque entièrement de falaises rocheuses abruptes, dépourvues de sédiments ou avec des débris colluviaux et des plages continues de blocs et de gravier.

1.1.1.5 Côtes de la baie Home

Les pointes est et nord des presqu'îles se prolongeant dans la baie Home et les îles au large de cette baie constituent une région distincte réunissant beaucoup des caractéristiques des côtes de submersion (figure 4, unité 13 : cartes SRCN 27B : fiord Ekalugad et 27A : baie Home). Des roches ignées et métamorphiques affleurent

dans presque toute la région et sont recouvertes par endroits d'un mince placage de matériaux transportés à blocs. Le terrain est très irrégulier et il comporte de nombreux joints, des bassins avec des lacs et quelques cirques. Beaucoup de sommets compris entre 250 et 360 m semblent en concordance. Les rivages sont généralement rocheux, en pente raide et dépourvus ou presque de sédiments. Il s'est produit par endroits des éboulis colluviaux, frangés de plages à blocs, d'étroites plages concaves de gravier et d'étroites plages continues de gravier et de blocs.

1.1.2 Hautes-terres de Davis

Les hautes-terres de Davis se forment en une ceinture élévée de roches ignées et métamorphiques profondément découpées, celle-ci longeant la partie est des îles Ellesmere, Devon et Bylot et limitant les basses-terres et les collines côtières de l'île Baffin (figure 3, division 2). La partie nord de cette division géomorphologique prend un caractère discontinu et, sur l'île Baffin, elle peut être partagée en quatre subdivisions bien distinctes.

1.1.2.1 Partie sud-est de l'île Ellesmere

Sur la partie sud-est de l'île Ellesmere, les hautes-terres de Davis sont en grande partie couvertes de glace et leurs limites coincident avec les affleurements de roches ignées et métamorpniques précambriennes (Frish et al., 1978; figure 5, unité 1; cartes SRCN 39E : glacier Ekblaw, 39C et 39D : inlet Talbot, 49A: Craig Harbour, 39B : Clarence Head et 48H et 38G : détroit de Lady Ann). Les hautes-terres ont 50 à 100km de largeur et se prolongent le long de la côte entre la baie Buchan et le détroit de Jones. Dans la partie sud de l'île Ellesmere, elles se prolongent vers l'ouest jusqu'au bras nord du fiord Starnes, tandis qu'une étroite bande s'allonge vers l'ouest le long de la côte, jusqu'à l'agglomération de Ausuittu (Grise Fiord). Au nord du fiord Starnes, la limite ouest des hautes-terres suit une ligne convexe orientée vers l'ouest et qui franchit l'inlet Makinson à l'est des fourches et atteint la baie Buchan le long des fiords Beitstad et Hayes (cartes SRCN 39G : baie Sawyer; Roots, 1963).

Les hautes-terres sont en grande partie couvertes d'une calotte glaciaire qui atteint 1 980 m de hauteur au sud-ouest de baie Buchan. La calotte est drainée par des glaciers qui se sont emparés de toutes les vallées principales et forment un réseau intégré ne laissant comme affleurements rocheux, sauf sur la côte sud-est des nunataks, des versants de vallée et des escarpements côtiers. Dans cette région, le terrain accidenté est révélé en plusieurs endroits par la forme que prend le manteau glaciaire. En effet, des irrégularités de la surface glaciaire intacte donnent l'impression de recouvrir des sommets, des crêtes, des vallées, des cirques, des crêtes aigues divergentes et vallées dendritiques qui n'ont pas toutes pu être formées sous la glace. Il semble que la

calotte glaciaire recouvre une région érodée par les rivières et la glaciation alpine et que la glace actuelle n'a pu que modifier légèrement le terrain sous-jacent, au mieux. Le long de la côte, des escarpements raides alternent avec des fronts de glacier, dont un grand nombre libère des icebergs dans la baie Baffin. Il y a très peu de terres à faible hauteur qui ne soient couvertes de glace.

Des hautes-terres sont aussi observées sur l'île Ellesmere et l'île Devon. Du haut des airs, cette île est tout à fait remarquable à cause de ses hautes falaises noires et de sa calotte glaciaire percée de très nombreux sommets, le plus haut atteignant 830 m (Dunbar et Greenaway, 1956). Beaucoup de glaciers s'écoulent de la calotte le long de vallées orientées vers le nord et le nord-ouest, spécialement sur les flancs ouest et nord de l'île, là où le rivage est en grande partie constitué de fronts de glacier arrondis, séparés par de hautes falaises rocheuses plongeant à la verticale dans la mer (Stevenson, 1978). Au sud-est de la presqu'île Marina sur l'île Coburg, il existe un très petit pinacle, haut et élancé, qu'on appelle le monument Princesse-Charlotte.

1.1.2.2 Partie est de l'île Devon

La géomorphologie de l'île Devon se conforme d'assez près aux structures et au type de la roche sous-jacente et il existe une correspondance directe entre les divisons géomorphologiques et les unités tectoniques de l'île. Les hautes-terres recouvrent à peu près le quadrant est de l'île (figure 5, subdivision 2). La région est en grande partie couverte de glace et, vue de loin, prend la forme d'un dôme au dessus plat et aux flancs abrupts, la majeure partie reposant à plus de 900 m de hauteur (cartes SRCN 48H et 38G : détroit de Lady Ann et 48E et 38F : Dundas Harbour). La partie centrale de la calotte glaciaire atteint 1 890 m. Il est impossible de définir précisément la limite entre les hautes-terres et le plateau contigu sur le côté ouest, puisque cette limite repose sous la glace. On admet toutefois que les hautes-terres recouvrent toute l'île Devon à l'est d'une ligne convexe, orientée vers l'est qui passe par le cap Skogn sur la côte nord et par Dundas Harbour sur la côte sud. Il est probable que le région repose entièrement sur des roches ignées et métamorphiques précambiennes, et qu'elle fait partie des "monts Baffin-Ellesmere", constitués de roche cristalline (Fortier, 1957).

Aux endroits où elle est exposée, la limite ouest correspond à une transition entre les roches ignées et métamorphiques à l'est, escarpées et ravinées, et les roches à stratification horizontale à l'ouest. Le profil superficiel de la calotte glaciaire, les réseaux uniformes de drainage, de même que la hauteur et la distribution des affleurements rocheux, portent à croire que la couverture glaciaire est assez mince, peut-être 300 à 600 m d'épaisseur seulement. On pense aussi que le plan superficiel de la roche en place sous-jacente est uniforme, en dôme et peu découpé, contrairement aux

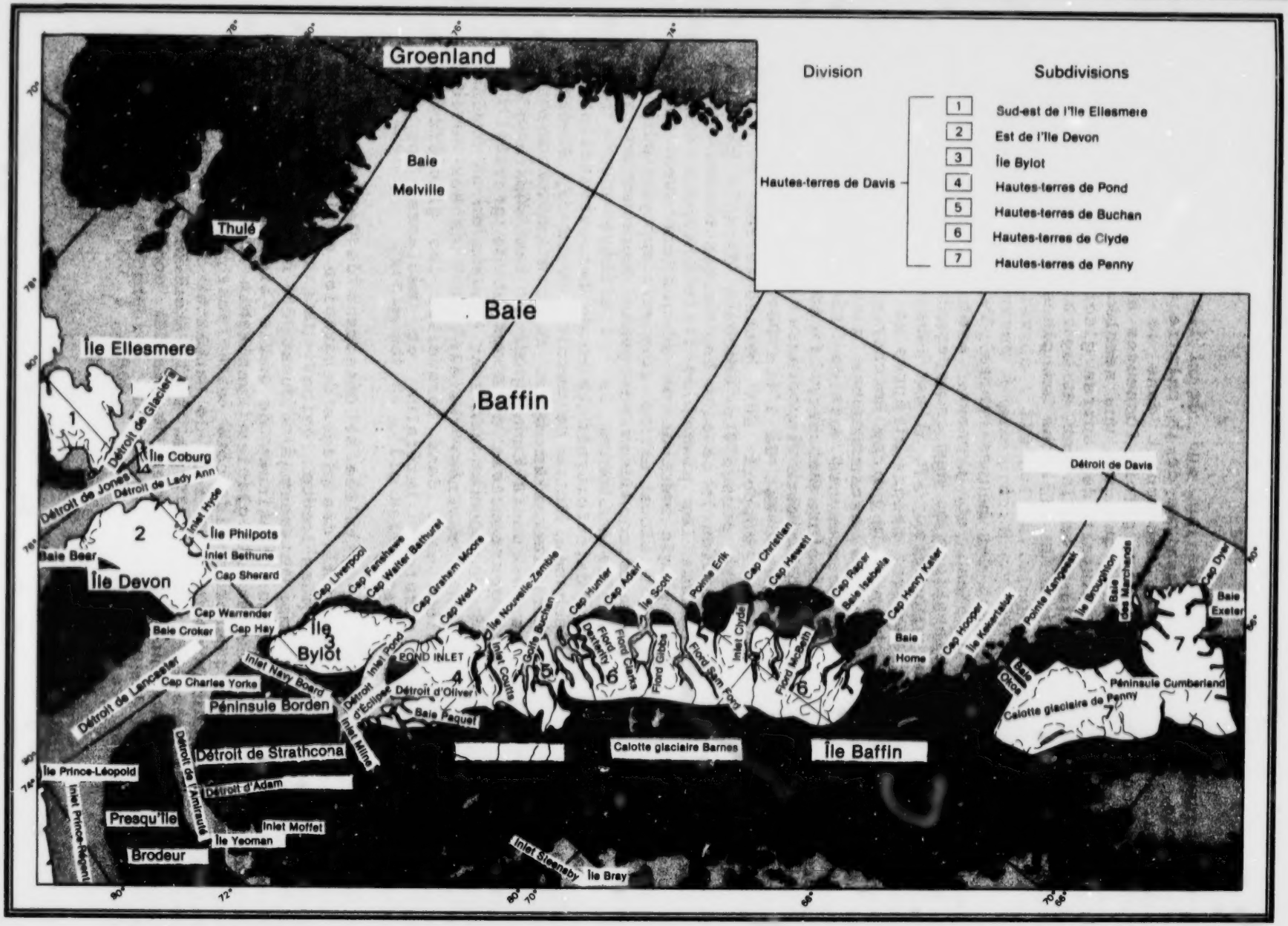


Figure 5 Subdivisions géomorphologiques des hautes-terres de Davis, d'après Fortier et al., 1963 et l'Université McGill, 1963 b et c.

hautes-terres correspondantes au sud de l'île Ellesmere. Dans l'ensemble, les langues émissaires de la calotte sont courtes et en pente raide et la plupart débouchent dans la mer. Beaucoup de glaciers sont confinés par des parois rocheuses abruptes ou de très grandes moraines latérales et quelques uns semblent avoir activement érodé leur substrat. La plupart des autres glaciers et la calotte même semblent très passifs actuellement et agiraient beaucoup plus comme couche de protection de la roche en place sous-jacente que comme agents d'érosion.

Dans le coin nord-ouest des hautes-terres, le terrain assure la transition entre le plateau et l'ouest, avec des crêtes, des collines, de petites élévations et des escarpements ravinés, séparés par des vallées de glaciers. À l'est de cette zone, les escarpements côtiers demeurent raides et âpres et ils alternent avec les fronts de glacier jusqu'à la pointe Belcher. Les monts Trueter se sont formés derrière ces escarpements; il s'agit de petits nunataks angulaires, d'escarpements et de mésas couvertes de glaciers. Au sud-est de la pointe Belcher, la côte, en pente douce, comporte quelques plages; plusieurs importants fronts de glacier atteignent la mer. Au coin sud-est de l'île Devon, l'île Philpots constitue une anomalie par rapport aux hautes-terres puisqu'il s'agit, en fait, d'une basse presqu'île rocheuse décapée par les glaces (moins de 100 m de hauteur); ce sont les seules basses-terres d'importance dans la région. Les plages de l'île Philpots, aussi, sont inhabituelles. Il s'agit surtout de plages concaves et de cordons littoraux formés de blocs et de gravier, appuyés sur des lagunes et des arrière-plages rocheuses, en pente douce et modérée. Au sud et à l'ouest de l'île Philpots, le sol s'élève encore plus doucement et un lobe de la calotte ayant 12 km de largeur atteint la mer au sud de l'inlet Bethune. Entre ce dernier et le cap Sherard, un avant-pays couvert de pierraille ayant 5 à 8 km de largeur s'élève lentement contre les monts Cunningham et les sépare d'une basse côte rocheuse à plages concaves de blocs et de gravier. Le long de la côte sud, les monts Cunningham sont groupés en un chaînon de crêtes aigues aux versants ravinés, reliées les unes aux autres, et séparées par des valées en V dans lesquelles les glaciers ont laissé d'importantes moraines latérales et médianes, et des formations fluvio-glaciaires.

Quatre grands glaciers de vallée se détachent de la calotte et leur front brise la régularité des plages de gravier et de sable qui existent en bon nombre dans cette région. Une large flèche de gravier a été formée immédiatement à l'ouest de front du glacier Phoenix Head et des plages continues de sable bien trié se sont formées entre celui-ci et le glacier Cunningham ouest. Du cap Warrender à Dundas Harbour, la côte est remarquable pour ses falaises raides surplombant le détroit de Lancaster du haut de leurs neuf cents mètres, à moins de 2 km à l'intérieur des terres. D'étroites plages concaves continues de gravier sont disposées en alternance avec des promontoires rocheux abrupts et les seules

arrière-plages au sol meuble en pente douce sont observées dans les sections du rivage situées immédiatement devant les vallées glaciaires.

1.1.2.3 Île Bylot

Sur l'île Bylot, les monts Byam Martin du centre relient les hautes-terres du sud-ouest de l'île Ellesmere et de la partie est de l'île Devon à celles de l'île Baffin (figure 5, subdivision 3). Les hautes-terres couvrent à peu près 8 000 km^2, soit 67 pour cent de la superficie de l'île Bylot; elles comptent des champs de neige, un bon nombre de glaciers de vallée et des sommets importants (après la péninsule Cumberland, les points les plus élevés des hautes-terres de Davis sont observés sur l'île Bylot, entre 1 500 et 1 800 m) et sont marquées par un relief accentué (cartes SRCN 48D : inlet Navy Board, 38C : île Bylot et 38B : inlet Pond). Elles sont en bonne partie couvertes de glace et la roche en place constituant les monts orientés vers le nord-ouest affleure en nunataks pointus, en arêtes, en cols, en chicots et en cirques très érodés. Les monts atteignent la côte le long de l'inlet Pond mais ailleurs, ils en sont séparés par des basses-terres et des collines (figure 4). Beaucoup de glaciers s'écoulent de part et d'autre de l'axe central des monts Byam Martin; certains parmi les plus importants sont des exemples du modèle classique des glaciers de vallée à moraines et à plaines alluviales proglaciaires (Jackson et Davison, 1975). Trois glaciers importants vêlent, deux sur la côte nord près du cap Hay et l'autre, le glacier Semilik, au centre de la côte sud. D'autres glaciers sont terminés en langues de vallée, ou encore, forment des lobes qui se fusionnent parfois dans les basses-terres limitrophes. Au bas de ces glaciers, les moraines latérales, terminales et médianes sont souvent bien en évidence et elles contiennent des matériaux provenant de terrains métamorphiques situés vers l'intérieur des terres (DiLabio et Shilts, 1978). Récemment, la plupart de ces glaciers seraient demeurés stationnaires ou auraient légèrement reculé. Les cours d'eau, alimentés par des glaciers, sont habituellement courts et souvent anastomosés sur presque tout leur parcours.

1.1.2.4 Partie est de l'île Baffin

Dans la partie est de l'île Baffin, les hautes-terres de Davis recouvrent une ceinture de 90 km de largeur, constituée de roches ignées et métamorphiques très articulées qui s'étalent en direction sud à partir du détroit d'Éclipse et de l'inlet Pond jusqu'à 60°N, la latitude de la Baie Home. A ce niveau, les hautes-terres s'enfoncent pour réapparaître à la latitude de la calotte glaciaire Penny où elles couvrent 3 000 km^2 de la partie sud-est de l'île (figure 5, subdivisions 4 à 7). Les hautes-terres sont formées de très longs fiords, aux parois verticales, de plateaux couverts de glace et de monts séparés par de nombreux glaciers de vallée; le relief est accentué et le site est saisissant. Beaucoup de pics atteignent 1 500 à 1 800 m et en général, les hautes-terres se

dégagent assez abruptement des deux masses de terre plus basses, à l'ouest et à l'est. Des banquettes hautes le long des fiords témoignent des dernières étapes de la dénudation dans l'hypothèse que les rivières s'écoulant par les vallées débouchaient sur une mer dont le niveau était plus élevé que le niveau actuel. Il est probable qu'au plus profond de la dernière glaciation, les hautes-terres aient été complètement couvertes de glace, sauf peut-être quelques sommets. Cette calotte glaciaire devait être drainée par un grand nombre de glaciers de vallée et comme le niveau de la mer était inférieur à ce qu'il est aujourd'hui, les glaciers ont pu surcreuser leurs vallées. Lors du dernier retrait des glaces, la terre était encore enfoncée par le poids de la glace encore présente et par conséquent, la ligne de rivage était plus élevée qu'elle ne l'est maintenant. Les étapes successives du soulèvement isostatique ont conduit à la formation de terrasses fluviales et d'accumulations deltaïques au fond des fiords. Sur l'île Baffin, les hautes-terres de Davis sont découpées en quatre subdivisions: les hautes-terres de Pond, de Buchan, de Clyde et de Penny.

1.1.2.4.1 Hautes-Terres de Pond

Les hautes-terres de Pond sont constituées d'un plateau massif mesurant plus de 15 000 km^2, découpé dans des gneiss et autres roches métamorphiques; elles sont situées à 1 500 m de hauteur dans les secteurs ouest (figure 5, subdivision 4). Toute la région est située du côté nord d'une ligne réunissant le golfe Buchan et le fiord Quernbiter (du côté est de l'île Baffin) à la baie Paquet (dans la partie sud du détroit d'Éclipse) et compte deux autres petits secteurs, l'un situé entre le détroit de Tay et la baie Paquet et l'autre, à l'ouest du détroit de Tay (cartes SRCN 38B : inlet Pond, 38A : île Nova Zembla, 37G : lacs Icebound et 37H : golfe Buchan).

Il existe dans cette région un petit plateau bien dessiné, d'environ 40 km^2, entre les basses-terres de la Salmon, le détroit d'Oliver et le détroit d'Éclipse. Il s'incline vers l'ouest à partir d'une hauteur de 550 m près du lac Utuk et presque toutes les eaux drainées s'écoulent dans cette direction par des rivières creusées dans des vallées peu encaissées jusqu'au détroit d'Éclipse. Au nord, le plateau est limité par un escarpement de ligne de faille orienté vers le nord-ouest et qui atteint le détroit d'Éclipse entre la pointe Tunuiaqtalik et Mittimatalik. À l'ouest, il existe des formations de roches sédimentaires et de charbon (datant peut-être du Jurrassique) dans la vallée de la rivière Patricia. Cela pourrait signifier que la surface du plateau repose à proximité ou correspond à la discordance de stratification qui séparait jadis les roches du Bouclier des strates sédimentaires superposées. Dans ses parties les plus hautes, le plateau est couvert d'un placage de matériaux transportés. La pente augmente du côté est près de la côte et les promontoires de roche en place sont fréquents au niveau de la ligne de rivage.

Dans le détroit d'Oliver, les sections formées de hautes plages rocheuses et en pente raide avec quelques plages étroites de blocs et de gravier sont disposées en alternance avec de courtes sections d'arrière-plages au sol meuble en pente modérée avec des plages continues de gravier. Autour des pointes Eqeperiaqtalik et Tunuiaqtalik, le rivage est formé de hautes plages rocheuses en pente douce et de promontoires avec des plages concaves de gravier, ainsi que d'arrière-plages au sol meuble en pente modérée avec des plages continues de sable ou de gravier.

Sauf sur ce plateau, les hautes-terres atteignent parfois 1 525 m, elles ont un relief beaucoup plus accentué et sont généralement plus découpées. La surface est constituée de roche en place, parfois recouverte de blocs ou de glace dans les secteurs les plus élevés, notamment au sud du détroit d'Oliver où existe une importante calotte glaciaire. Il y a un très grand nombre de langues émissaires dont beaucoup atteignent la mer. Les glaciers n'atteignant pas la côte sont souvent terminés en lobes dans les vallées de l'intérieur ou parfois, ils entrent en coalescence et forment des glaciers de piémont sur les basses-terres contiguës (ce dont il existe un parfait exemple au sud du cap Bowen dans la partie nord-est de l'île Baffin). Dans la partie ouest, les glaciers forment de très courtes projections en périphérie des calottes ou des langues très prolongées qui se terminent dans le fiord d'Erik et dans le détroit d'Oliver. Quand il n'est pas couvert de glace, le terrain est disséqué par un très grand nombre de vallées glaciaires dont le fond est couvert de matériaux transportés ou d'alluvions. Du côté est, ces vallées sont partiellement, sinon totalement remplies par des lobes de glace formés par des glaciers en pente raide émanant des calottes glaciaires. La vallée réunissant le fond du bras Icy et celui de l'inlet Coutts en est un bon exemple.

Les lobes de glace retiennent souvent des lacs dont on peut trouver des exemples au fond du bras Icy, de l'inlet Coutts, du bras Nord et de l'anse d'Erik. À l'intérieur, les hautes-terres conservent leur caractère de plateau bien qu'elles soient largement disséquées. Les terrains en pente raide se trouvent surtout près de la côte, quoique, près du niveau de la mer, la pente soit souvent adoucie par les éboulis de débris colluviaux et les terrasses creusées dans les moraines latérales.

Le rivage est surtout rocheux et en pente raide à l'ouest du détroit d'Oliver. Il est souvent frangé d'éboulis de colluvions et parfois d'étroites plages de blocs. Les arrière-plages au sol meuble en pente douce avec des plages continues de gravier sont surtout formées au fond des fiords et des baies (baie White, détroit de Tay, baie Paquet et détroit d'Oliver). À l'est de Mittimatalik et jusqu'au cap Bowen, les arrière-plages rocheuses et en pente raide avec des plages continues de blocs et de gravier se succèdent en alternance avec les arrière-plages en pente modérée et douce avec des plages continues de gravier. Ce dernier type de ligne de rivage

est le plus souvent observé devant le front des vallées débouchant sur la mer. Les rives du bras Nord, de l'inlet Coutts, du bras Icy et du fiord Quernbiter sont formées d'arrière-plages rocheuses en pente raide dépourvues ou non de colluvion et avec d'étroites plages continues de blocs. Celles-ci se succèdent en alternance, le long des fiords, avec les fronts de glace d'origine glaciaire et avec les arrière-plages au sol meuble en pente douce à plages continues de gravier et de sable au fond des fiords.

1.1.2.4.2 Hautes-terres de Buchan

La région située entre le fiord Quernbiter et le fiord Dexterity (figure 5, subdivision 5) est caractérisée par des presqu'îles et des îles irrégulières, mais nivelées également, aux escarpements côtiers en pente raide, séparés par des fiords fourchus tassés les uns sur les autres (carte SRCN 37H : golfe Buchan). La région est remarquable, aussi, par l'absence de basses-terres, exception faite d'une bande presque négligeable de plaines côtières du côté nord-est de l'île Dexterity. Il existe plusieurs champs de glace permanents au centre des presqu'îles et ceux-ci alimentent un bon nombre de glaciers étroits qui atteignent la mer ou sont terminés dans les vallées de l'intérieur. Des vallées de plusieurs types sont observées : quelques-unes sont larges, en U, couvertes de matériaux transportés et conduisent loin à l'intérieur des terres ou franchissent les presqu'îles; beaucoup d'autres sont étroites, habituellement aux versants abrupts et la glace provenant des champs de glace y est entraînée jusqu'à la mer; de plus, beaucoup de vallées en V percent les parois des fiords. Les sommets peuvent atteindre 1 200 m, mais la plupart des sommets plats plafonnent à 1 000 m.

Les rives de fiords et des îles sont généralement rocheuses et en pente raide, avec des éboulis de colluvion et d'étroites plages continues de blocs. Les sections des rivages situées devant les vallées et au fond des fiords sont habituellement formées d'arrière-plages au sol meuble en pente douce ou modérée, frangées de plages continues de gravier et de sable. Le même type de rivage est trouvé du côté nord-est de l'île Dexterity, à la bordure d'une plaine côtière de 2 km de largeur. La glace d'origine glaciaire atteint aussi la mer, mais, quoiqu'assez abondants, les fronts de glace formés sont invariablement étroits et ne constituent qu'une petite partie du rivage.

1.1.2.4.3. Hautes-terres de Clyde

Entre le fiord Dexterity et le fiord Tingin (à peu près 69°N de latitude), la partie est de l'île Baffin est caractérisée par la formation de nombreux fiords aux parois abruptes qui se prolongent loin à l'intérieur et découpent la région en presqu'îles à peu près rectangulaires (figure 5, subdivision 6, cartes SRCN 37N : golfe Buchan, 37E : lac Conn, 27F : Rivière Clyde et 27C : fiord McBeth).

Près de la côte, le terrain est très articulé et de type alpin, avec des glaciers de vallée quittant les cirques ou les petits champs de glace et avec des monts aux dents et aux arêtes aiguës. Plus à l'intérieur, de grandes calottes glaciaires sont percées par les nunataks acérés atteignant 1 500 à 1 800 m. Malgré l'articulation poussée, il y a concordance des sommets autour de 1 800 m. Cela fait penser que jadis, il a pu y avoir un bas-plateau évolué à cette hauteur. Les sommets les plus hauts sont groupés en une ceinture parallèle à la côte. Les plus grands fiords traversent complètement les hautes-terres et quelques-uns se prolongent même dans la région plus basse des plateaux, plus à l'ouest. Ces fiords ont presque invariablement des parois abruptes avec des éboulis instables au niveau de la mer. Comme c'est le cas dans la région du golfe Buchan, les vallées secondaires sont occupées par des glaciers de vallée qui percent les parois des fiords ou se terminent à une courte distance du bord, souvent contre une moraine terminale, ou bien ce sont des vallées fluviales en V, ou encore ce sont de larges vallées en U dont le fond est couvert d'alluvions et qui conduisent loin à intérieur ou traversent les presqu'îles (comme c'est le cas entre les fiords Eglinton et Sam Ford ainsi qu'avec les vallées conduisant vers l'est à partir du fiord Dexterity). Beaucoup de rivières drainent le plateau du côté ouest des hautes-terres et déversent leurs eaux au fond des grands fiords où elles ont creusé des gorges dans les murs de rimaye et ont déposé des alluvions à une époque où le niveau de la mer était plus élévé. Ces formations sont maintenant articulées en terrasses. De petites banquettes élevées et discontinues se trouvent parfois le long de certains fiords et les petits secteurs de terrain plat sont couverts de blocs transportés.

Comme c'est le cas dans la région du golfe Buchan, les rives sont presque toutes abruptes et rocheuses, souvent avec un éboulis de débris colluviaux et avec d'étroites plages à blocs. À l'intersection des vallées secondaires et des fiords comme au fond de ceux-ci, les arrière-plages en pente douce et modérée sont frangées de plages de gravier et de sable.

1.1.2.4.4 Hautes-terres de Penny

Il s'agit d'une région montagneuse très articulée couvrant plus de 3 000 km^2 dans la partie sud-est de l'île Baffin (figure 5, subdivision 7, cartes SRCN 26N, 260 : fiord Nedlukseak, 26P baie Okoa, 26J fiord Clearwater, 26I : Pangnirtung et 16K & L : Cap Dyer). La plupart des montagnes ont des versants abrupts, mais une partie de leur sommet est parfois plate ou en pente faible. Un bon nombre de vallées longues et étroites, parfois discontinues, traversent la région; la plupart sont couvertes de glaciers, mais deux parmi les plus importantes (Pangnirtung et Kingnait) n'ont pas de glace et découpent les hautes-terres en trois parties.

La passe Pangnirtung est une vallée de 2 km de largeur, déroulée entre le détroit de Cumberland et le détroit de Davis. Une bonne partie de la région au nord-ouest est couverte par la calotte glaciaire de Penny qui a des sommets atteignant 1 980 et 2 050 m (Baird et al., 1953). La calotte est en forme de dôme et s'élève à 600 m vers le nord-ouest et à plus de 1 800 m au sud-est. Des langues émissaires allongées drainent la moitié est de la calotte en s'écoulant dans des vallées profondément incisées. Deux de celles-là atteignent la mer du côté nord-est; certaines, comme le glacier Coronation, ont plus de 30 km de longueur et 3 km de largeur. Il existe de plus petits champs de glace permanents, cirques et glaciers de vallée entre les passes de Pangnirtung et Kingnait et à l'est de la passe Kingnait le relief est constitué d'un réseau complexe de montagnes.

Les hautes-terres de Penny résulteraient de l'érosion d'un bas-plateau onduleux. Parfois, des reliques de cette surface apparaissent, dépourvues de formations superficielles, mais en général, elles sont couvertes de pierraille. Dans les vallées profondes et déglacées, il s'est formé plusieurs types de terrain sur les formations glaciaires. Les terrasses de sable et de silt, les deltas, de grands secteurs de moraine de fond à blocs et des lacs sont fréquents. Les crêtes des moraines contiennent souvent de la glace de fond et il s'est formé des grands marécages quand le drainage a été empêché par ces formations.

Les rivages rocheux et abrupts prédominent entre l'île Padlopping et le cap Dyer. Ils sont parfois frangés d'éboulis de colluvions et de plages continues ou de plages concaves de blocs et de gravier. Au point où les vallées atteignent la côte, les arrière-plages sont souvent en pente modérée ou faible et constituées de sol meuble, à l'exception des rivages au nord du cap Dyer, qui sont abrupts par endroit.

1.1.3 Bas-plateau de Baffin

Dans la partie centrale de l'île Baffin, une large ceinture de plateaux et de collines s'est formée entre l'inlet Milne et les détroits de Davis et de Cumberland (figure 2, division 3). La région est caractérisée par son uniformité topographique et par l'existence de bas-plateaux, même quand le terrain est découpé par des vallées profondes. À l'est et au nord de l'inlet Steensby, le bas-plateau est limité par des escarpements de ligne de faille. Au sud-est de l'inlet jusqu'à peu près 69°N de latitude, la limite ouest du bas-plateau dévie considérablement à l'intérieur des terres.

Une plaine évoluée, accrochée à 400 m de hauteur, s'est formée entre la marge ouest du bas-plateau, à partir du fond de l'inlet Steensby, jusqu'à peu près 68°N de latitude. Cette plaine est bordée à l'est par une ceinture de plateaux articulés, recouverts en partie par la calotte de Barnes. Cette ceinture forme la transition entre la plaine et les secteurs plus élevés du flanc est du

bas-plateau. Au nord de la baie Home, la limite est du bas-plateau est marquée par une forte remontée du terrain jusqu'aux hautes-terres de Davis.

La calotte de Barnes et de plus petites calottes indépendantes sont tout ce qui reste de la glace qui avait complètement recouvert le bas-plateau de Baffin au maximum de la dernière glaciation. La glace se serait écoulée de part et d'autre d'une ligne de partage à peu près dans l'axe de l'île Baffin, vers le bassin Foxe dans la partie sud-ouest et jusque dans la baie Baffin et le détroit de Davis dans la partie est et sud-est, par des auges glaciaires et des fiords. Il existe beaucoup de formations glaciaires sur le bas-plateau. On trouve des moraines terminales, des moraines de fond et du till sableux ou à blocs au nord-est, au sud et à l'ouest, et au nord-ouest de la calotte de Barnes, respectivement. La plupart des vallées contiennent des formations fluvio-glaciaires et glaciolacustres. Près de la calotte, plusieurs grands lacs proglaciaires, notamment les lacs Conn et Bieler, occupent le fond des vallées qui drainaient anciennement la calotte vers le bassin Foxe. Au nord de celle-ci, d'anciennes lignes de rivage montrent que la calotte retenait des lacs semblables avant qu'elle ne rétrécisse jusqu'à ses dimensions actuelles.

À l'ouest et au nord-ouest des hautes-terres de Penny, le bas-plateau est formé d'un terrain onduleux et assez peu articulé, s'élevant en moyenne à 600 m d'ouest en est. Immédiatement au nord-est et au sud-est des hautes-terres, des bas-plateaux de 20 à 30 km de largeur atteignent des hauteurs de 500 à 900 mètres. Ailleurs dans la partie sud de l'île Baffin, les bas-plateaux sont onduleux et à collines, le relief local variant entre 200 et 360 m. Les pentes sont habituellement faibles, rarement prononcées sauf quand le terrain est incisé par des fiords. Des petits secteurs constitués de montagnes de type alpin avec des glaciers de cirque et des petits champs de glace atteignent 1 500 à 1 800 m de hauteur à l'ouest du fiord Cumberland. Les subdivisions constituant le bas-plateau Baffin sont données à la figure 6.

1.1.3.1 Région de Tay

Une région en coin, formée de roches sédimentaires remontant au Paléozoïque s'étend du sud-est de l'inlet Milne jusqu'à un point situé au-delà du fond de la baie Paquet (figure 6, subdivision 1). Elle mesure à peu près 25 km de largeur et 120 km de longueur et elle est coincée entre les hautes-terres Pond au nord et les plateaux Krag et Rowley au sud (cartes SRCN 48A : inlet Milne, 38B : inlet Pond et 37G : lacs Icebound). Près de la limite sud, et à l'ouest du détroit de Tay, une série de dykes associés à des failles longitudinales prend la forme de basses crêtes, parfois aux parois verticales, dans un terrain par ailleurs onduleux. Au sud, vis-à-vis du fond de la baie Paquet, comme au sud du détroit de Tay et de l'inlet des Esquimaux, les roches sédimentaires forment de larges crêtes. Les flancs des coteaux sont couverts de matériaux

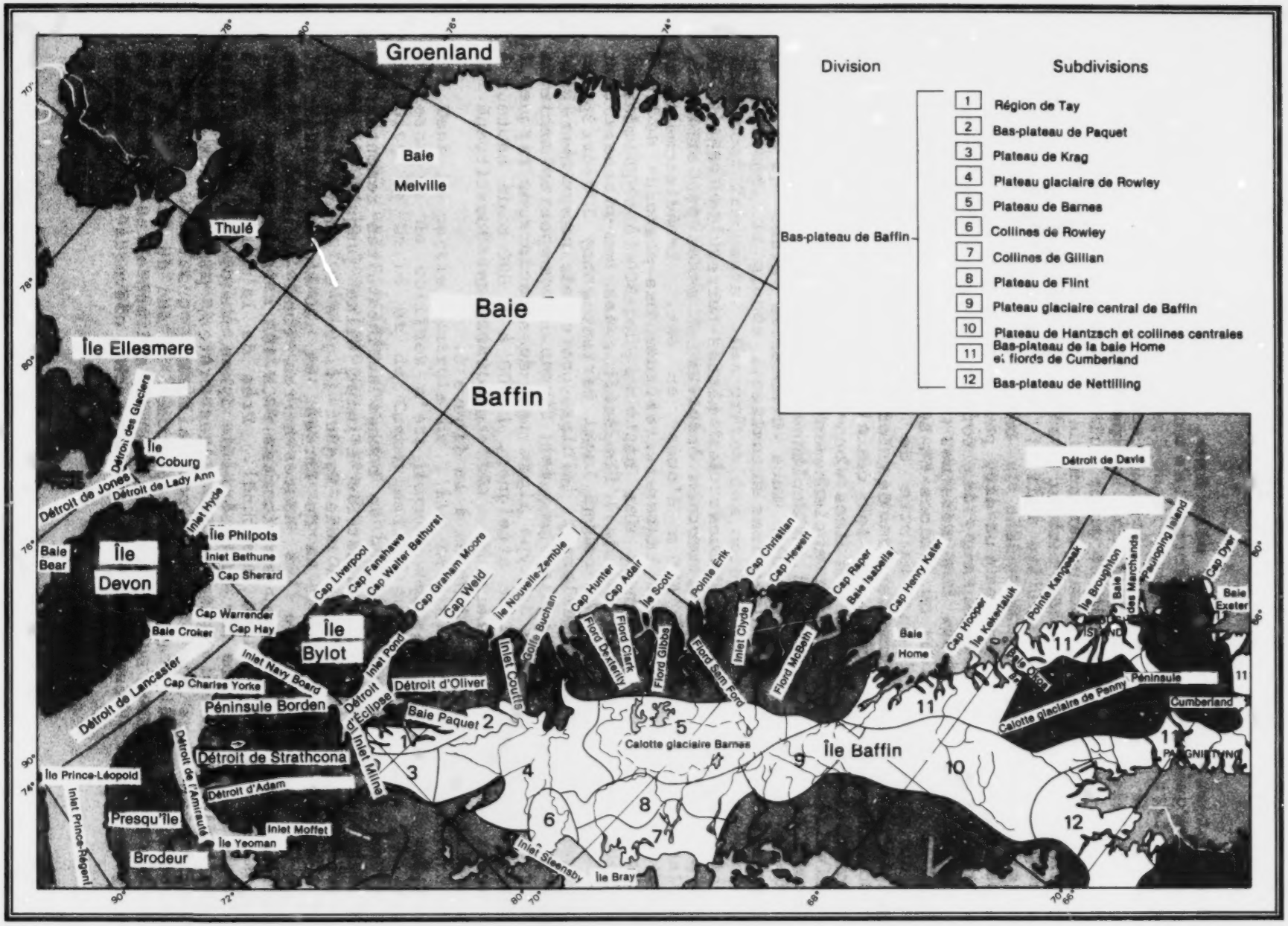


Figure 6 Subdivisions géomorphologiques du bas-plateau de Baffin, d'après l'Université McGill, 1963 b et c.

transportés à blocs dont la couche s'amenuise vers le haut. Il y a du till et des alluvions dans les larges vallées. Celles-ci comportent souvent des lacs et parfois des marais. En général, les réseaux de drainage ont creusé des lits peu profonds dans les formations superficielles.

La région de Tay s'élève vers le nord au point où elle rejoint les hautes-terres de Pond. Au point de réunion, la surface d'érosion des hautes-terres coupe transversalement les roches sédimentaires de la région de Tay. Les cours d'eau dirigés vers les inlets ont habituellement profondément incisé le sol et le rivage est souvent en pente raide.

La partie amont de l'inlet des Esquimaux, de la baie White, du détroit de Tay et de la baie Paquet est formée de rivages constitués d'arrière-plages rocheuses en pente raide avec des plages continues de gravier et de blocs, sauf au fond des inlets et devant les vallées. À ces endroits, les arrière-plages au sol meuble sont souvent en pente douce, et frangées de plages continues de gravier ou de sable. Les grands cours d'eau ont formé des deltas importants au contact des inlets. La partie inférieure de la vallée débouchant sur le fond de la baie Paquet contient de grandes formations de sédiments superficiels, plusieurs moraines terminales et de fond, quelques marais et des secteurs formés de cônes d'alluvions découpés et de plages suspendues lacustres ou marines.

1.1.3.2 Bas-plateau de Paquet

Le bas-plateau de Paquet est dans le prolongement sud-est de la région de Tay (figure 6, subdivision 2). Il couvre à peu près 1 000 km^2 entre la baie Paquet et le fond du bras-Nord (carte SRCN 37G : lacs Icebound). Il repose sur des gneiss remontant au Précambrien et des métasédiments bien structurés et orientés de l'ouest-nord-ouest à l'est-sud-est. Dans l'ouest, les roches précambriennes sont couvertes de strates sédimentaires de la région de Tay.

Le bas-plateau est séparé en deux secteurs principaux par une large vallée soumise à un contrôle structural et qui réunit le fond de la baie Paquet et celui de l'inlet Coutts, avec un prolongement menant au fond du bras Nord. Au sud de la vallée principale, le sol s'élève abruptement jusqu'au plateau Rowley et il est creusé par une série de profondes vallées glaciaires disposées à angle droit par rapport à l'orientaiton structurale. Ces vallées sont invariablement couvertes d'alluvions, et quelques-unes contiennent des lacs. Au nord de la vallée principale, le bas-plateau a été articulé en blocs à peu près rectangulaires aux dimensions variables et dont les sommets atteignant 600 à 760 m. Trois types de vallées sont observés entre ces blocs. Certaines vallées sont creusées de 60 à 100 m sous le plan du bas-plateau et elles ont un fond couvert de matériaux grossiers de blocs, de sable et de silt. Elles sont

généralement remarquables par l'absence de végétation malgré leur maturité. Cela peut signifier que les calottes se sont retirées récemment vers la position qu'elles occupent aujourd'hui au nord de la région. Certaines autres vallées ont des sections amont qui ont été rajeunies et qui ressemblent à des gorges. Dans la partie est du bas-plateau, les vallées sont beaucoup plus étroites et celles qui jettent leurs eaux dans le bras Nord et l'inlet Coutts contiennent des lacs de barrage glaciaire à l'embouchure. La glace cède parfois l'été et les lacs baissent de niveau.

1.1.3.3 Plateau de Krag

Il existe au sud de la région de Tay une région en forme de triangle ayant une superficie de 1 600 km^2 et qui est formée de vallées profondes et onduleuses séparant des interfluves (figure 6, subdivision 3). Cette région, appelée le plateau Krag, est constituée de roches métamorphiques et ignées de l'Archéen, recouvertes dans la partie nord de strates sédimentaires de la région de Tay (cartes SRCN 47H : ruisseau Phillips et 37G : lacs Icebound). Les vallées tournées vers le détroit de Tay sont de deux types et découpent la partie nord du plateau en blocs. Certaines sont mûres, avec leurs versants en pente douce et un large fond couvert de matériaux transportés, avec parfois de petits lacs. D'autres sont des vallées en auge aux versants verticaux et au fond couvert d'alluvions ou de dépôts de glace stagnante, avec parfois des lacs allongés. La glace qui jadis recouvrait ces auges n'a pas beacoup modifié leur forme; il s'agit en réalité de gorges produites par l'érosion régressive dans les rivières axées vers le nord-ouest. Les gorges recueillent l'eau provenant de la surface des interfluves s'écoulant dans des petits ravins en pente raide et qui ont souvent des cônes d'éboulis à leur base. La surface du plateau est couverte de matériaux transportés et il s'y est formé nombre de petits lacs, de grandes étendues de sol réticulé au sud-est des lacs Icebound et des régions dénudées.

Le plateau de Krag est limité au nord-ouest par le bief amont de l'inlet Milne. À cet endroit, le rivage est surtout constitué d'arrière-plages rocheuses en pente moyenne ou raide, parfois avec des colluvions et souvent frangées de plages continues de gravier, de sable ou de blocs. Les parties du rivage donnant sur l'embouchure des vallées sont habituellement constituées d'arrière-plages au sol meuble en pente douce, frangées de plages continues de gravier ou de sable. Au sud du mont Kikerkdjuak et face à la baie le rivage revêt un caractère particulier: il est Koluktoo formé de longues sections d'arrière-plages formées de sol meuble en pente modérée, frangées de plages continues de silt et de larges zones intertidales de silt et de sable. On trouve cette configuration devant les grandes formations glaciolacustres de silt. Une courte section du rivage face à l'île Poirier porte une barricade de blocs, structure très rare dans la partie nord de la région étudiée.

1.1.3.4 Plateau glaciaire de Rowley

Le plateau glaciaire de Rowley couvre plus de 12 000 km^2 de la partie centrale de l'île Baffin (figure 6, subdivision 4). Il est limité au nord-ouest par le bas-plateau de Paquet et à l'est, il est imbriqué dans les hautes-terres de Baffin sur leur côté est. Des escarpements de ligne de faille délimitent la bordure sud et au sud, le plateau est en contact avec celui de Flint, plus bas (cartes SRCN 37G : lacs Icebound, 37H : golfe Buchan, 37F : inlet Steensby et 37E : lac Conn).

Les sommets atteignent 600 m partout dans la région et la surface est légèrement onduleuse, avec un relief d'à peu prés 60 m ou découpée et à maturité, avec un relief d'environ 180 m. À l'occasion, le relief local dépasse 300 m le long des rivières très importantes. Le drainage paraît dépendre d'un contrôle structural malgré le fait que le plateau soit presque entièrement couvert de matériaux transportés. Dans la partie nord, les eaux sont surtout drainées en direction sud-est vers l'inlet Steensby. Dans la partie sud, les principaux cours d'eau s'écoulent vers le sud-ouest et beaucoup d'entre eux forment des lacs dans de bassins rocheux. La rivière Rowley est tout à fait représentative de ce type de cours d'eau.

Plusieurs petites calottes irrégulières à superficie variant entre un et 75 km^2 se sont formées dans la partie le plus au nord du plateau, près de la réunion avec le bas-plateau de Paquet. Ce sont probablement des restes de calottes plus importantes s'il faut en juger par les bandes claires de matériaux transportés sans végétation qui les entourent. Quelques-uns de ces anneaux sont observés près de sommets déglacés et pourraient indiquer la position de champs de glace disparus.

La nature des matériaux transportés n'est pas la même d'un endroit à autre. Dans la partie nord-ouest, peu profondément incisée, des matériaux transportés sableux masquent toute la roche en place. Au sud-ouest, la couverture est mince et rare, et beaucoup de lacs semblent dépendre d'un contrôle structural. Ailleurs, le terrain est largement constitué de blocs et il est généralement plus épais sur les sommets que dans les vallées, exception faite des biefs en aval où l'on trouve de la glace stagnante et des formations lacustres ou alluviales.

1.1.3.5 Plateau de Barnes

La partie centrale de l'île Baffin est occupée par un très important plateau couvrant plus de 28 000 km^2 (figure 6, subdivision 5). Le centre de celui-ci est à son tour occupé par la calotte glaciaire de Barnes (Loken, 1966) dont la superficie dépasse 6 000 km^2 (cartes SRCN 37E : lac Conn, 37D : lac Gillian et 27C : fiord McBeth). Les limites assignées au plateau ne sont pas

entièrement naturelles puisque la transition au plateau glaciaire de Rowley du côté nord-est et au plateau central galciaire de Baffin au sud-ouest n'est marquée d'aucune disontinuité topographique. Les limites dépendent de l'étendue et de la fraîcheur des formations glaciaires.

Au nord-est de la calotte glaciaire de Barnes, le plateau de Barnes atteint 600 m de hauteur. Au sud-ouest, les sommets atteignent environ 400 m. La calotte elle-même atteint 1 123 m et mesure probablement 450 m d'épaisseur au maximum. En bordure, le terrain varie entre 400 et 580 m. La calotte prend la forme d'un dôme égal dont le périmètre sur le versant sud-est est presque parfaitement circulaire. Ailleurs, elle est terminée par des lobes qui s'appuient sur le sol, parfois contre des moraines et des matériaux d'éboulis, ou des lacs limitrophes. Il n'existe qu'un seul émissaire, court et peu important, le glacier Lewis, à la bordure nord-ouest. Sur tout le périmètre, la glace est habituellement recouverte de moraine et les pentes peuvent atteindre 40°. Des falaises se sont formées là où la glace est sapée par les cours d'eau bordiers et là où elle vêle dans les lacs bordiers. Sur la calotte même, de nombreux cours d'eau creusent des gorges pendant l'été; outre ceux-ci, il n'y a pas de crevasses permanentes disposées transversalement à la pente.

Au voisinage de la calotte, le terrain penche vers le sud-ouest et, par conséquent, le drainage normal des vallées situées du côté nord-est de la calotte est bloqué : il s'est donc formé des lacs bordiers. Les plus importants, le lac Conn et le lac Bieler, sont situés au coeur d'un système ramifié de vallées peu profondes; ils sont drainés dans les vallées des rivières Tay et Erik et dans le fiord Gibbs. Au sud-est du lac Bieler, le relief local est accentué et des collines arrondies et isolées sont séparées par des vallées à contrôle structural. Au sud-est de la rivière s'écoulant dans le bras Walker et autour de la partie sud-est de la calotte, jusqu'au lac Flyway, le terrain est onduleux et il est formé de collines s'élevant entre 90 et 120 m au-dessus du niveau moyen. Les matériaux transportés trouvés à leur sommet sont souvent de couleur pâle et dénudés. Des chenaux de drainage sont souvent présents sur les flancs tournés vers la calotte. Sur les flancs opposés, des chenaux de drainage irradient vers le bas. Dans certaines régions basses, le drainage est bloqué par la moraine et des marais se sont formés. Près de la calotte, la moraine dénudée est mal drainée et montre des signes d'affaissement et de soulèvement. La pente, l'orientaion des roches moutonnées et les stries au sud-est de la calotte montrent que le dernier retrait des glaciers s'est effectué vers le nord-est. Les rivières drainant les lacs bordiers sont larges et peu profondes sur le bas-plateau, mais se rétrécissent et deviennent en auge quand elles atteignent le fond des fiords dans les hautes-terres. Le lac Generator, à l'extrémité sud-est de la calotte, est traversé plusieurs fois dans sa partie nord par d'étroites crêtes de moraines. Il déverse ses eaux dans l'inlet Clyde en une série de rapides nombreux et de petits lacs.

La région comprise entre le lac Flyway et la rivière Drewry au sud de la calotte est caractérisée par ses nombreuses formations glaciaires et par une surface ondulée à une altitude moyenne de 400 à 450 m. La surface est découpée par de larges vallées peu profondes à contrôle structural qui drainent les eaux de fonte de la calotte vers le sud-ouest. Juste à l'ouest du lac Flyway, la glace a laissé une moraine terminale bien définie à 5 km de distance de sa position actuelle, sans doute tout récemment (à peu près 100 ans). Il s'est formé des sols polygonaux à l'ouest et au sud du lac Flyway. D'importantes moraines terminales peuvent être suivies jusqu'à 30 km de la bordure sud de la calotte. Le lac Blanchfield, un lac bordier du côté sud de la calotte, doit son existence à un lobe de glace qui bloque le bief amont de la rivière MacDonald. Dans ce secteur, le sol est couvert d'une moraine continue, le drainage est mauvais et il y a beaucoup de marais. Entre les rivières MacDonald et Drewry, cette moraine de fond est très mince par endroits et ne couvre pas toujours complètement la roche en place décapée. À d'autres endroits le long du bief amont de la rivière MacDonald, les matériaux transportés forment une couche épaisse, le drainage est mauvais et il s'est formé des marais.

Entre la rivière Drewry et la pointe nord-ouest de la calotte, le terrain est constitué d'un plateau découpé dont les sommets atteignent 570 m et le relief moyen, 150 m. Toutes les rivières importantes déversent leurs eaux vers l'ouest ou le sud-ouest. Le haut des vallées comporte souvent des moraines arquées indiquant l'ancienne position des lobes de glace. (Ives et Andres, 1963). Ailleurs, le fond des vallées, couvert d'alluvions en terrasses, est de plus en plus épais à mesure qu'on se rapporche de la calotte; les rivières comportent un grand nombre d'élargissements ayant l'apparence de lacs.

La région contigue à la pointe nord de la calotte est la plus articulée du plateau de Barnes. Les sommets y atteignent 600 m et un bon nombre de vallées tournées vers le sud se sont formées 120 à 150 m plus bas. Les interfluves ont été découpés en collines arrondies par les vallées des tributaires, dans lesquelles la roche en place est souvent exposée. Il y a beaucoup d'anciennes lignes de rivage dans les principales vallées, marquant la limite d'anciens lacs de barrage glaciaire. Dans le plat, elles comportent des accumulations de plages et des transitions du degré de couverture végétale; enfin, il n'y a pas beaucoup de particules fines dans les matériaux transportés à cet endroit. Il existe aussi des crêtes transversales dans beaucoup de vallées, probablement des restes de moraines terminales. Ces crêtes nuisent au drainage et il s'est formé des marais et des lacs parmi elles.

1.1.3.6 Collines de Rowley

Une région ovale au terrain découpé s'élève à partir de la rive est de l'inlet Steensby et se prolongea à peu près 70 km au nord-est (figure 6, subdivision 6). La région des collines de Rowley atteint

360 m dans la partie est et le relief local atteint 150 m en moyenne, (carte SRCN 37F : inlet Steensby). La région est plus découpée près de l'inlet où de nombreux lacs étroits et vallées de rivière semblent être soumis à un contrôle structural. Plus à l'intérieur, le découpage devient moins marqué et les interfluves s'élargissent. Ceux-ci sont habituellement couverts d'une mince couche de matériaux transportés à blocs et les vallées les plus profondes contiennent souvent des dépôts de sable et de gravier, spécialement près de leur embouchure. Ainsi, celle de la rivière Rowley s'ouvre sur une grande section de dépôts alluvionnaires et de silt, recouverte de grands marécages. La rive nord-est de l'inlet Steensby est fortement indentée par de nombreuses vallées conduisant loin à l'intérieur des terres.

1.1.3.7 Collines de Gillian

Au sud des collines de Rowley s'élève, à partir de la rive est du bassin Foxe une bande très découpée de terrain mesurant 30 à 50 km de largeur et qui atteint le plateau de Flint (figure 6, subdivision 7). La région est caractérisée par son fort découpage : les sommets dépassent rarement 270 m, mais le relief local dépasse parfois 200 m (cartes SRCN 37F : inlet Steensby, 37C : île Koch et 37D : lac Gillian). Les formations glaciaires ont entraîné la formation de nombreux lacs reliés. Beaucoup d'entre eux ont de 8 à 10 km de longueur et la plupart sont reliés par de courtes rivières au cours rapide. Dans les principales vallées, des collines raboteuses, parfois aux flancs abrupts et couverts d'une mince couche imparfaite de matériaux transportés à blocs, s'élèvent 100 à 150 m au-dessus du fond. Beaucoup de vallées, spécialement les plus profondes, ont des eskers, des terrasses et des formations de sable et gravier provenant de la glace stagnante. Il semble que les rivières drainant la calotte de Barnes transportent beaucoup de silt.

Le long de la côte nord de la presqu'île de Baird, les formations alluviales ont été remaniées en plages suspendues dans une bande de 3 km de largeur. Celles-ci atteignent une hauteur maximum de 90 m. Face à l'île Bray, cette bande côtière s'élargit et enveloppe des battures très larges (de 1 à 2 km). De cet endroit jusqu'à un point situé au-delà de la baie Grant-Suttie, le rivage est indenté et des escarpements abrupts alternent avec d'étroites poches de matériel alluvionnaire. Dans la baie Grant-Suttie, les plages suspendues sont situées jusqu' à 96 m de hauteur. La côte de l'inlet Steensby est très droite dans sa partie sud-est et elle est entièrement constituée d'escarpements abrupts qui s'élèvent directement de la mer à 75 m ou plus.

1.1.3.8 Plateau de Flint

Les collines de Gillian et le plateau de Barnes sont séparés par une bande allongée de largeur variable, le plateau de Flint (figure 6, subdivision 8). Dans sa longueur maximum, à peu près

200 km, ce plateau est orienté du nord-ouest au sud-ouest et sa largeur varie entre 20 et 50 km (cartes SRCN 37F : inlet Steensby, 37E : lac Conn et 37D : lac Gillian). À sa partie nord, il atteint 390 m et fusionne éventuellement avec le bas-plateau formé au sud de la calotte glaciaire de Barnes. Au sud et à l'ouest, le terrain s'abaisse dans l'ensemble jusqu'à peu près 255 m et il se prolonge dans la région des collines Gillian. Dans l'ensemble, le drainage se fait vers le sud-ouest, suivant une direction structurale assez bien définie.

La région présente un relief important, 150 à 350 m, le long de quelques-unes des grandes vallées, par exemple celle du lac Flint et celle située au nord du fiord Isortoq. D'autres vallées comme celles de la MacDonald et de la Drewry ont une forme ouverte et sont à maturité, mais les vallées secondaires sont parfois profondément incisées. Les interfluves sont caractérisés par un très faible relief local. Un bon nombre de lacs peu profonds occupent les vallées préglaciaires à contrôle structural qui ont été bloquées par des dépôts de matériaux transportés.

Exception faite d'un secteur compris entre la baie Grant-Suttie et la calotte glaciaire Barnes dont le terrain de transport est épais, le plateau est recouvert d'une mince couche discontinue. Dans la région à couverture plus épaisse, la surface est sillonnée de moraines terminales orientées parallèlement à la bordure de la calotte Barnes. Le fond des larges vallées est couvert de sable et de gravier et comporte de nombreux petits lacs.

1.1.3.9 Plateau glaciaire central de Baffin

Il existe au sud de la calotte Barnes, à la latitude de la baie Home, une région à la forme rectangulaire de 6 300 km^2 sur laquelle sont disposés des interfluves plats ou légèrement ondulés (figure 6, subdivision 9). Les sommets ont leur développement maximum du côté nord-est à proximité des hautes-terres de Baffin et le niveau s'abaisse vers le sud jusqu'à 480 m et vers l'ouest jusqu'à 390 m (cartes SRCN 37D : lac Gillian, 27C : fiord McBeth, 37A : île Foley et 27B : fiord Ekalugad). À l'exception de la partie la plus à l'est de la région, le drainage est contrôlé par trois éléments structuraux de la roche en place sous-jacente : la direction est-ouest des roches métamorphiques très plissées et les systèmes de joints orientés vers le nord-ouest et le nord-est. Du côté est du plateau, les grandes rivières s'écoulent en direction sud en une série d'élargissements pseudo-lacustres. De manière générale, les rivières ont peu incisé leur lit et le relief ne dépasse pas une trentaine de mètres. La couverture de matériaux transportés est généralement épaisse, sauf dans la partie sud-ouest du plateau. Il y a beaucoup de sols polygonaux et de moraine de fond, ainsi qu'une série de moraines terminales déposées dans la partie centre-sud.

1.1.3.10 Plateau Hantzsch et collines centrales

Une région de forme rectangulaire réunit le plateau glaciaire central de Baffin, au nord, au bas-plateau de Nettilling au sud (figure 6, subdivision 10). Elle mesure 200 km de largeur et 650 km de longueur; sa hauteur moyenne est d'environ 420 m (cartes SRCN 27B : fiord Ekalugad, 26M : rivière Hantzsch, 26 N, 26 O : fiord Kedlukseak, 26K : lac Amittok et 26J : fiord Clearwater). Dans la partie nord-est, la surface est un peu plus basse et moins découpée que le bas-plateau contigu de la baie Home. Du côté ouest, la hauteur diminue à 360 m. Dans la partie sud, elle s'élève dans la région des collines centrales. Par endroits, de larges vallées entre 100 m et 180 m de profondeur divisent le bas-plateau en blocs de collines onduleuses. Le sommet des collines est couvert de plaques de blocs et les vallées portent souvent une moraine de fond, des formations de glace stagnante et de nombreux lacs. Au nord de la rivière Hantzsch, les vallées sont situées à 60-120 m plus bas que le sommet des interfluves. Le drainage est largement contrôlé par les structures de la roche en place; le terrain est formé de nombreux lacs reliés par de courts biefs. Au sud et à l'ouest de la rivière Hantzsch, le plateau est légèrement articulé, il y a peu de relief (entre 60 et 90 m) et les interfluves sont constitués de collines arrondies. Il s'est formé de nombreux lacs aux formes et aux dimensions variées, spécialement à l'ouest de la rivière Hantzsch. Beaucoup d'entre eux remplissent des bassins creusés dans la roche et ceux qui se sont formés dans les régions couvertes de formations superficielles assez épaisses sont généralement peu profonds et entourés de marécages. Ailleurs, les interfluves sont nus.

Les collines centrales couvrent à peu près la moitié sud de cette subdivision. Le terrain s'élève lentement d'ouest en est et atteint 645 m de hauteur en moyenne. Comme au nord, le drainage est contrôlé par la structure de la roche en place, mais moins qu'ailleurs cependant.

À l'ouest de la rivière Nettilling, le terrain constitue une zone de transitition jusqu'aux basses-terres à l'ouest et le drainage se fait vers l'ouest. Les vallées sont peu profondes, mais beaucoup ont des versants abrupts. Il y a beaucoup de petits lacs.

À l'est du bief central de la rivière Nettilling et de sa large vallée couverte de sable et formée en terrasses, le terrain s'élève lentement vers les hautes-terres de Penny. La région est traversée par la rivière Nettilling nord et ses tributaires. Les vallées par lesquelles ces dernières s'écoulent sont le plus souvent larges, peu profondes et au fond couvert de sable et de silt.

Au sud de la rivière Nettilling nord, les interfluves ondulés et à buttes se fondent en un plateau a à peu près 20 km à l'ouest de la calotte glaciaire de Penny. À cet endroit, les formations

superficielles, qui étaient constituées de matériaux transportés à blocs, se transforment en une série de crêtes morainiques formées de blocs angulaires et de sable. Il y a beaucoup de grands secteurs sableux et de lacs peu profonds et il est bien évident que ce terrain a été déglacé tout récemment.

1.1.3.11 Bas-plateau de la baie Home et fiords du détroit de Cumberland

Un plateau allongé à blocs prend naissance au sud du fiord Pitchforth (environ 68°N de latitude sur la côte est de l'île Baffin); il est découpé par de profondes vallées et des fiords (figure 6, subdivision 11). Le découpage est plus prononcé près de la côte et les restes du plateau forment des éléments plus petits et plus nombreux. Vers l'intérieur, la surface onduleuse du plateau a un relief de 300 m et atteint 600 m au maximum (cartes SRCN 27 : fiord Ekalugad, 27A : baie Home, 260 : fiord Nedlukseak, 26B : baie Okoa, 16M et N : île Padloping, 26J : fiord Clearwater, 26I : Pangnirtung, 16K et L : cap Dyer, 26H : Abraham Bay et 16E et D : baie Hoare). Les secteurs les plus élevés du plateau portent de petits glaciers de hautes-terres alors qu'ailleurs, la surface est généralement couverte de matériaux transportés à blocs. La plupart des vallées semblent dépendre d'un contrôle structural; toutes les grandes vallées ont été soumises à l'action de la glace et ont été surcreusées du côté aval, formant des fiords. Vers l'intérieur, le fond des grandes vallées est couvert de sable et de gravier sur lequel s'écoulent des cours d'eau souvent anastomosés qui débouchent sur des deltas. Les vallées les plus hautes contiennent souvent des lacs drainés par d'étroits cours d'eau en pente raide jusqu'aux fiords.

Au nord-est, au sud-est et au sud-ouest des hautes-terres de Penny, le bas-plateau forme des zones allongées d'une trentaine de kilomètres de largeur, jusqu'à 800 m de hauteur. Le terrain est ondulé et à collines et le relief local peut atteindre 360 m. Les pentes sont habituellement douces et rarement abruptes, sinon dans les fiords. Des petits secteurs des hautes-terres de Penny ont été conservés sur le bas-plateau et forment des montagnes alpines abritant des glaciers de cirque et des champs de glace locaux, la hauteur pouvant atteindre 1 800 m. Les petites vallées sont souvent en V, avec des flancs abrupts, mais la plupart sont incisées peu profondément. Beaucoup d'entre elles ouvrent sur les grandes vallées par des ravins et des chutes. Les grandes vallées sont en U, ont plusieurs kilomètres de largeur et jusqu'à 30 km de longueur. Elles comportent souvent des crêtes morainiques et des formations alluvionnaires. D'autres vallées encourues ont été incisées plus bas que le niveau actuel de la mer et leur submersion a produit des fiords.

La région est profondément incisée au nord-ouest des hautes-terres de Penny; il reste peu de choses du bas-plateau et l'ensemble de la région a été découpé en blocs par de longs fiords. Il y a peu de terrains plats sur la côte, exception faite des îles et des promontoires terminant les plus grandes presqu'îles.

D'un point situé au sud du cap Hooper jusqu'à la pointe Kangeeak, le rivage bordant la masse continentale est formé d'arrière-plages rocheuses et en pente raide avec des plages continues de blocs et des éboulis d'origine colluviale. Au fond des fiords et à la jonction des fiords et des vallées secondaires, les rivages sont formés d'arrière-plages au sol meuble et en pente douce ou modérée, frangées de plages continues de gravier et de blocs. Les petites îles ont souvent un rivage rocheux et en pente raide, dépourvu de sédiments ou comportant quelques plages concaves de gravier et de blocs. Les îles les plus grandes, par exemple l'île Kekertaluk, abritent aussi des petits secteurs de basses-terres terminées en arrière-plages au sol meuble et en pente douce avec des plages continues de gravier et de blocs.

On trouve ces types de rivage au sud de la pointe Kangeeak, à deux exceptions près. La partie nord de la presqu'île englobant la pointe Kangeeak et les promontoires situés entre cette presqu'île et les fiords de Maktak comprend d'importantes sections de rivage formées d'arrière-plages au sol meuble, en pente raide et en voie d'érosion, frangées de plages continues de gravier ou de blocs. Les arrière-plages deviennent de plus en plus rocheuses et en pente raide à mesure qu'on s'approche du cap Dyer. Les vallées conduisant vers l'intérieur se rétrécissent progressivement, mais les rivages à leur embouchure restent néanmoins formés d'arrière-plages au sol meuble et de plages à sédiments grossiers.

Au sud-est des hautes-terres de Penny, entre le cap Mercy et le cap Dyer, le bas-plateau est pénétré par un grand nombre de fiords allongés qui ont invariablement des versants abrupts, notamment dans la région du cap Dyer. Vers le sud, les fiords se raccourcissent et sont graduellement remplacés par de courts inlets s'ouvrant largement sur la mer. Vers l'intérieur, le relief est à collines.

Au sud des hautes-terres de Penny et au nord-ouest du fiord Pangnirtung, beaucoup de vallées surcreusées ont été remplies de silt et de sable provenant de la calotte de Penny. Plus au sud, les fiords Pangnirtung et Kingnait pénètrent loin à l'intérieur, incisant les hautes-terres. La côte nord-est du fiord Cumberland est constituée de falaises abruptes sans beaucoup de sédiments.

1.1.3.12 Bas-plateau de Nettilling

Les basses-terres s'élèvent progressivement à l'est du lac Nettilling et les vallées sont de plus en plus découpées vers le détroit de Cumberland. La région de plateaux découpés qui en

résulte, le bas-plateau de Nettilling, couvre 4 000 km^2 sur l'île Baffin au nord-ouest du fond du fiord Cumberland (figure 6, subdivision 12). Le bas-plateau est dominé par des escarpements linéaires formant les flancs de nombreux inlets, lacs et îles et contrôlant le drainage (cartes SRCN 26K : lac Amittok, 26F : rivière McKean et 26G : inlet Irvine). À l'intérieur, le plateau devient ondulé et atteint une hauteur moyenne de 250 m. De grands traits structuraux accentués par l'érosion ont produit des vallées droites, aux parois souvent abruptes, de largeur variable. L'inondation du bas-plateau au fond du détroit de Cumberland a créé de petits inlets et beaucoup d'îles isolées. Près de la limite nord, la transition aux collines centrales se fait progresssivement et le découpage est moins accentué.

La surface du plateau est percée d'affleurements rocheux et comporte des lacs creusés dans le bassin rocheux, de même que des secteurs de dépôts de blocs. Les formations superficielles, la plupart du temps des blocs dans une matrice sableuse, sont concentrées dans les fonds de vallées et forment souvent des régions assez droites couvertes en partie par une végétation de type toundratique. À leur embouchure, certaines vallées comprennent des formations de sable et de silt. Ces types de formations sont observés le plus souvent dans les vallées dont les cours d'eau sont alimentés par la calotte Penny.

1.1.4 Bas-plateau de Hall

L'île Baffin projette trois presqu'îles en direction sud-est (figure 1). La péninsule de Hall, au centre, est disposée entre le détroit de Cumberland et la baie Frobisher et forme une partie du bas-plateau de Hall (cartes SRCN 26F : rivière McKeand, 26G : inlet Irvine, 26B : baie Chidliak et 26A : îles Leybourne). La géomorphologie du bas-plateau est très variée, mais les transitions d'une unité à l'autre sont habituellement progressives.

Le coeur du bas-plateau, est caractérisé par des surfaces d'érosion haut perchées qui ont été préservées sous la fome d'un plateau peu découpé. Le bas-plateau atteint 900 m vers le sud-est; vers le nord-est, il s'abat et se fond avec le bas-plateau de Nettilling au fond du détroit de Cumberland. La partie centrale a une surface monotone, légèrement ondulée, sans lac et sans végétation et comporte peu de vallées profondes. Vers le sud-est, des dômes bas surplombent la région et quelques-uns sont couverts de champs de glace permanents. Du côté nord-ouest, le plateau se termine en une série de gradins plutôt qu'en une pente continue. Dans les secteurs plus élevés, le plateau comporte quelques grandes vallées creusées à environ 45 m. Ces quelques vallées sont généralement remplies de lacs peu profonds , sinueux et ramifiés. Les flancs est et sud de cette partie du plateau sont sillonnés de tranchées verticales dans lesquelles s'écoulent des rivières.

Le plateau de Hall, au coeur du bas-plateau, est presque complètement entouré d'un anneau de terrain très découpé. Une partie de cet anneau passe dans la région étudiée (figure 3, division 4). Au nord de la baie Chidliak, la surface du bas-plateau passe à un niveau moins érodé inférieur à 450 m environ. Des collines isolées et de grandes vallées évasées se sont formées près du détroit de Cumberland. À cet endroit, la côte est caractérisée par le grand nombre de baies et d'îles rocheuses peu élevées. Vers l'intérieur, les rivières sont profondément encaissées et les interfluves sont eux-mêmes découpés par des vallées peu profondes, mais aux flancs abrupts. Au sud de la baie Chidliak, le niveau moyen du terrain s'élève jusqu'à la lisière du détroit de Cumberland. Dans cette région, le rivage est formé de falaises dépassant 600 m de hauteur, calottées de champs de glace permanents.

1.2 Régions limitrophes

À l'instar du Bouclier canadien, les régions limitrophes sont découpées en régions, divisions et unités plus petites. Il y a trois grandes divisions dans l'Arctique (figure 1) : la plaine côtière de l'Arctique, la région inuitienne et les basses-terres de l'Arctique. Cette dernière région englobe la majeure partie des îles Banks, Victoria, Roi-Guillaume, Prince-de-Galles et Somerset; dans la région étudiée, elle recouvre la partie sud de l'île Ellesmere, l'ouest de l'île Devon, la péninsule Borden et la presqu'île Brodeur, de même qu'une bonne partie du bassin de Foxe (Bostock, 1976). Deux grandes divisions, le plateau de Lancaster et la plaine de Foxe, constituent la partie des basses-terres de l'Arctique de la région étudiée (figure 7).

1.2.1 Plateau de Lancaster

Fortier et al. (1954) ont nommé plateau de Jones-Lancaster la partie des basses-terres de l'Arctique située à l'est de l'arche de Boothia (une région allongée, dirigée en nord-sud, de roches précambriennes sur la pointe sud-ouest de l'île Somerset et sur la partie centrale de la presqu'île de Boothia). Les strates séparant l'arche de Boothia de l'inlet de l'Amirauté ont une distribution apparentée à celle d'un bassin. Les strates sur la rive ouest de l'île Devon et sur la rive sud de l'île Ellesmere forment un large synclinal et font probablement partie du même bassin.

Dans la partie sud de l'île Ellesmere, le plateau de Lancaster s'incline légèrement vers l'ouest à partir d'une hauteur maximale de 760 m, traversant la partie centrale de l'île Devon et s'abaissant entre 300 et 600 m sur l'île Somerset, sur la presqu'île Brodeur et sur la péninsule Borden. L'uniformité du plateau n'a pas été brisée par la formation des détroits de Jones et de Lancaster, de l'inlet Prince-Régent et de l'inlet de l'Amirauté. Dans la région étudiée, la division constituée par le plateau de Lancaster est constituée de six subdivisions distinctes (figure 7).

1.2.1.1 Plateau sud de l'île Ellesmere

La partie sud de l'île Ellesmere à l'ouest du fiord Grise est occupée par un plateau articulé en pente douce (figure 7, subdivision 1). Celui-ci mesure une cinquantaine de kilomètres de largeur et il repose entièrement sur des roches sédimentaires de faible pendage (cartes SRCB 49A : Craig Harbour, 49B : fiord Baad et 40D : fiord Vendom). À l'est, le plateau s'arrête à la bordure sud-est des hautes-terres de l'île Ellesmere, le long d'une ligne réunissant l'embouchure du fiord Grise au bras ouest du fiord Starnes. En beaucoup d'endroits, cette limite est recouverte par les glaces. Au nord-est, la limite franchit le fond de l'inlet Makinson et se prolonge probablement en direction nord sous la fome d'une étroite bande appuyée sur la lisière ouest des hautes-terres.

Au nord du fiord Starnes, le plateau dépasse 900 m quand il n'est pas couvert de glace. Dans son centre, une calotte glaciaire recouvre 2 600 km^2 et dépasse 1 500 m (Sharp, 1956). La distribution et la hauteur des nunataks indiqueraient que la calotte est assise sur une partie assez élevée et arrondie du plateau. De la calotte, le plateau s'abaisse vers le nord, le sud et l'ouest. Le long de la rive sud de l'île, le plateau repose dans l'ensemble à moins de 750 m.

Le plateau Ellesmere est moins uniforme et moins découpé que son équivalent sur l'île Devon et, apparemment, il est soumis à un contrôle structural plus important. L'érosion a accentué certains traits tels les blocs de faille et produit des cuestas irrégulières avec un versant nord en pente douce et de courts escarpements abrupts sur la face sud, des éperons arrondis et beaucoup de vallées en V peu profondes et accrochées en hauteur. Le plateau original a été le mieux préservé au voisinage des hautes-terres entre le fiord Starnes et l'inlet Makinson, où les interfluves ont une surface assez douce, reposant sur des strates à faible pendage.

Les fiords commandent la topographie du plateau le long de la rive sud de l'île Ellesmere. Ils ont tous plusieurs kilomètres de largeur et atteignent 28 à 50 km de longueur. Ils ont tous des parois abruptes et sont séparés les uns des autres d'une façon remarquablement uniforme. Sans compter les fiords, les vallées sont habituellement courtes et leur arrangement est dendritique; la plupart ont des plaines d'inondation anastomosées qui, présentement, s'agrandissent latéralement, souvent en sapant les parois. Quelques-unes des grandes vallées paraissent disposées parallèlement l'une à l'autre, peut-être par contrôle structural. La plupart des grandes vallées se terminent au fond des fiords après avoir traversé tout le plateau. Quelques autres, peut-être érodées le long des failles, seraient plus vieilles que les fiords qu'elles traversent.

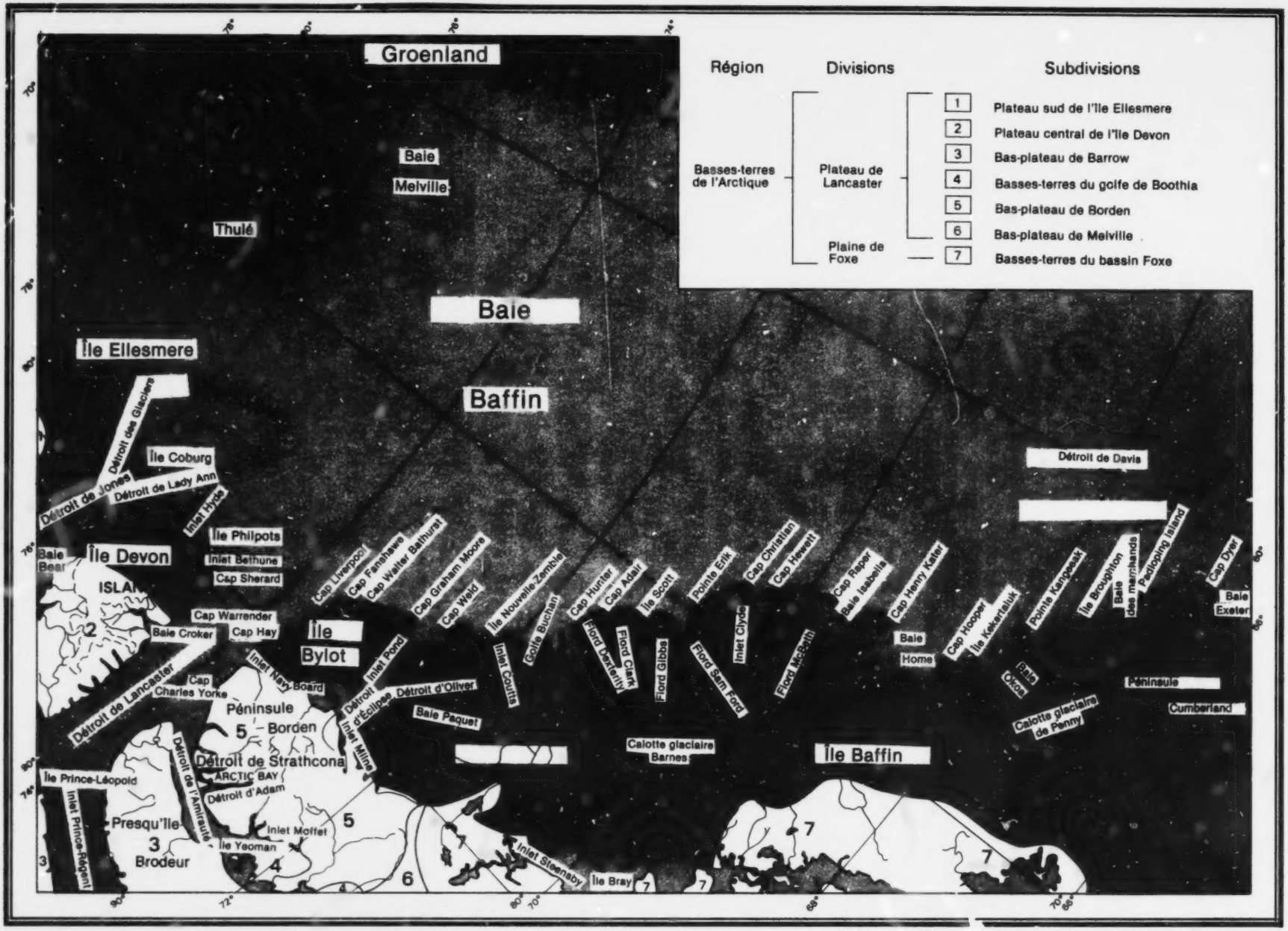


Figure 7 Subdivisions géomorphologiques des basses-terres de l'Arctique d'après l'Université McGill, 1963 a,

Le plateau est couvert de pierraille graveleuse. Par endroits, mais spécialement dans la partie ouest, la pente est à l'origine de mouvements de solifluxion, de la remontée de débris et de la formation d'un sol rayé et de coulées de pierre. Ailleurs, les mouvement de masse ont été très limités et les différences lithologiques de la roche en place ressortent clairement sous la pierraille. Il y a très peu de lacs sur le plateau et ceux qui existent semblent résulter du blocage des cours d'eau dans les vallées par des langues de glacier.

Les champs de glace et les glaciers recouvrent environ 40 pour cent du plateau. À une certaine époque, ce dernier aurait été entièrement recouvert de glace, mais les glaciations n'auraient pas eu trop d'effets dans ce terrain surtout creusé par les cours d'eau. Les fiords disposés le long de la rive sud ont dû être excavés par des glaciers de vallées. Le contraste observé entre les fiords et les vallées peu profondes haut perchées et creusées par les cours d'eau est le résultat de la protection offerte par la couverture glaciaire. La bordure sud de la calotte, avec une langue émissaire jusqu'au détroit de Jones, a dû être la plus active, d'où la formation des fiords.

La côte sud de l'île Ellesmere est raide et elle est en bonne partie constituée de falaises avec des éboulis d'origine colluviale. Il n'y a pas de régions couvertes de grandes basses-terres, mais il y des petites étendues d'arrière-plages en pente douce là où les vallées assez profondes recoupent des fiords. Les plaines d'inondation deltaïques au fond des fiords sont plus rares dans cette région de l'Arctique de l'Est, mais quelques-unes se sont formées à l'embouchure de certaines grandes rivières. Les secteurs à arrière-plages en pente douce et d'accumulation de colluvions comportent souvent des plages suspendues très évoluées.

1.2.1.2 Plateau central de l'île Devon

Un grand plateau s'est formé à l'ouest des hautes-terres de la partie centrale et de la partie ouest de l'île Devon (figure 7, subdivison 2). C'est une région faisant partie du plateau de Jones-Lancaster (Fortier, 1957) qui est caractérisée par sa surface assez monotone à l'intérieur et par une bordure continue de falaises côtières, de fiords et de baies aux parois abruptes, (cartes SRCN 58G : île Baillie-Hamilton, 58H : baie Bear ouest, 48G : baie Bear est, 48H et 38G : déroit de Lady Ann, 58E : baie Maxwell, 48F : inlet Powell et 48 E et 38F : Dundas Harbour). Là où la roche en place affleure dans les parois des fiords et des baies, elle est constituée de strates sédimentaires non déformées. Le plateau, et peut-être toutes les hautes-terres contiguës, auraient évolué en une seule surface d'érosion vieille ou à maturité, dont les limites reposeraient au-delà de celles qu'on trouve sur l'île.

Les sommets sont plus élevés dans la partie est, c'est-à-dire là où la bordure du plateau est en grande partie couverte de glace et assure la transition aux hautes-terres. En périphérie de la calotte glaciaire qui couvre l'ensemble de la partie est de l'île Devon, le plateau atteint 600 m. De ce point, il s'incline légérement vers l'ouest et atteint 195 m sur la côte ouest de l'île. Les strates sous-jacentes du Paléozoïque dans la région ont été bien conservées; elles plongent en pente un peu plus raide vers l'ouest que la surface du plateau. Il en résulte une série d'unités tournées vers le nord qui interceptent la surface sous forme de bandes de plus en plus jeunes à mesure qu'on se dirige vers l'ouest. La lithologie et les structures ont très peu d'effets sur la topographie, sinon d'introduire des différences subtiles au niveau de la texture ou du drainage de bandes adjacentes.

Le drainage et l'action de la mer sont les deux principaux agents d'érosion, tandis que le gel et l'action des glaces ne modifient le terrain que dans les détails. Les cours d'eau ne sont pas longs et se rendent à la côte indépendamment l'un de l'autre à partir d'une ligne de partage divisant l'île à peu près au milieu. Trois grandes formes de drainage sont observées : 1) drainage subparallèle, selon la pente; 2) drainage à contrôle structural, essentiellement le long des joints dans la roche sous-jacente; et 3) drainage dendritique, par suite de l'érosion régressive dans des roches uniformes. La plupart des cours d'eau semblent avoir creusé leur lit depuis que la surface s'est soulevée. Quelques-uns semblent coïncider avec le lit de cours d'eau tributaires d'anciens cours d'eau importants qui ont pu s'écouler dans des régions maintenant submergées dans les détroits de Lancaster et de Jones (Fortier et Morley, 1956). La plupart des cours d'eau achèvent leur jeunesse; ils ont pu creuser des vallées aux parois abruptes qui s'amincissent en ravins à la tête. Cette configuration est typique du travail d'érosion par les cours d'eau sur des strates sédimentaires essentiellement plates dans les climats secs. Beaucoup de vallées ont des fonds constitués de débris fluviatiles dans leur partie aval. Dans certaines, il y eu formation de deltas quand le niveau de la mer s'est abaissé; ces deltas sont actuellement creusés par leur propre cours d'eau. La plupart des vallées ont des embouchures submergées et ont dû être formées alors que le niveau de la mer était plus bas qu'il ne l'est actuellement. Du côté nord de l'île, certains des cours d'eau ont creusé toutes les strates paléozoiques et en sont maintenant à élargir leurs vallées et à exposer un plancher jointé, dépourvu de sédiments et datant du Précambrien. En amont, les vallées à l'apparence de gorges se rétrécissent en ravins en forme de V et se terminent abruptement ou bien défilent en méandres sans suivre de direction bien définie à la surface du plateau.

Il n'y a normalement pas de lacs sur le plateau, à l'exception d'une région située au nord de la baie Maxwell qui contient de nombreux petits étangs et dépressions. Dans la région, le substrat

est composé en partie de schistes gypsifères, de gypse et d'anhydrite mécaniquement déformables et probablement sans action structurale sur le drainage. Ainsi, l'érosion fluviale a progressé de manière irrégulière et quelques vallées dominantes ont pu se former. La glace couvrant la majeure partie de l'île a protégé la roche en place presque partout sauf près des exutoires où le mouvement des glaciers a érodé le lit. C'est peut-être le cas de la baie Maxwell et de la baie Bear qui ont pu servir d'exutoires; l'érosion de la roche en place caractérisée par des formations parfois lenticulaires de résistance variée a pu créer le relief actuel du secteur situé au nord de la baie Maxwell.

Le dôme Haughton est situé au sud-ouest du fond de la baie Bear; il s'agit d'un noyau de roches gypsifères entouré de couches de pendage accentué et de plus en plus jeunes. Des études récentes (Frisch et Thorsteinsson, 1978; Robertson et Plant, 1981) montrent qu'il s'agit probablement d'un astroblème, c'est-à-dire une ancienne structure d'érosion produite par l'impact d'un météorite. Dans cette région, l'érosion fluviale a creusé une série de vallées concentriques séparées les unes des autres par des crêtes incurvées et brisées par d'étroites lacunes.

Plusieurs grands fiords et baies brisent l'uniformité de la côte sud de l'île Devon, mais il n'y a aucun promontoire. Les falaises côtières, de 150 à 300 m de hauteur, sont presque continues. Les fiords et les vallées sont répartis également; ils ont pu se former à partir de courtes rivières conséquentes sur l'escarpement tourné vers le sud qui est apparu lors du soulèvement de l'île. A l'exception des baies Maxwell et Bear, il y a peu d'indices d'une érosion glaciaire étendue, même dans les fiords et vallées en U, le long de la rive sud. Ces vallées auraient pu être formées par l'érosion fluviale et l'action du gel dans les strates jointées et déposées à plat. Les falaises côtières sont souvent protégées par des matériaux colluviaux, mais parfois, elles rejoignent la mer. A ces endroits, c'est la glace de mer plutôt que l'action des vagues qui constitue le principal agent d'érosion. Sur les falaises plongeant dans la mer, les débris délogés par l'action du gel sont accumulés sur une banquette côtière et souvent emportés au printemps. L'érosion causée par la glace de mer a pu former les terrasses de roche observées parfois au niveau de la mer.

Le long des côtes ouest et nord du plateau de l'île Devon, les falaises sont discontinues. Elles se sont habituellement formées devant les promontoires et elles sont séparées par des vallées. Les vallées de la côte nord semblent davantage soumises à un contrôle structural que les autres. Elles côtoient généralement une plaine côtière constituée de sédiments meubles ou d'une roche en place basse et très indentée dont la surface est située au niveau d'une discordance exhumée entre des roches du Précambrien et des roches du Paléozoïque.

1.2.1.3 Bas-plateau de Barrow

Dans la région étudiée, le bas-plateau de Barrow se trouve à couvrir une bonne partie de l'île Somerset et l'ensemble de la presqu'île Brodeur (figure 7, subdivision 3; cartes SRCN 58D : cap Clarence, 48C : Arctic Bay, 58A : Baie Fitzgerald et 48B : inlet Moffet).

Sur l'île Somerset, le bas-plateau est légèrement ondulé et atteint 345 à 390 m, le relief local ne dépassant pas 30 m. La région repose sur des roches sédimentaires, principalement des calcaires, des conglomérats, du grès et du schiste. Les cours d'eau s'écoulent dans de larges vallées peu profondes et il y a peu d'affleurement rocheux sur le bas-plateau. La surface est couverte d'une épaisseur variable de pierraille composée de fragments rocheux résistants et altérés, souvent du calcaire à chert, et de gros blocs dans une matrice de sable et d'argile. Cette formation superficielle ne semble pas du tout avoir été dérangée par les glaces. Les gorges d'origine fluviale sont profondément encaissées dans le bas-plateau et ont souvent des parois verticales. En aval, les grandes vallées sont souvent ouvertes et comportent des petites plaines d'inondation anastomosées. En beaucoup d'endroits, le bas-plateau se termine abruptement par des falaises côtières. La rive nord de l'île Somerset est légèrement convexe, sa pointe tournée vers le nord (McMillan, 1963). La baie Garnier et l'inlet Cunningham en constituent les deux principales indentations. Quatre deltas principaux, couverts de plages soulevées, se prolongent dans le détroit de Barrow. Il s'est formé des flèches sur la rive sud de l'île Limestone et sur celle de l'île Prince-Léopold, deux îles plates et terminées par des falaises, ce qui trahit la présence d'un courant dominant vers l'ouest dans le détroit de Barrow tout près de l'île Somerset. De hautes falaises, restes du bas-plateau et ressemblant à des mésas, surplombent le rivage entourant Port Léopold, le cap Admiral McClintock et le cap Rennell, ainsi que le rivage voisin de l'inlet Cunningham et celui de la pointe Pressure. Ailleurs, le sol s'élève lentement et forme des collines douces et bien arrondies plusieurs milles à l'intérieur de l'île.

Le rivage est caractérisé par d'étroits, mais fréquents bancs et lagunes. Il y a beaucoup de plages suspendues jusqu'à 60 m au-dessus du niveau actuel de la mer. La rive ouest de l'inlet Prince-Régent est assez droite et elle est constituée d'une ligne presque ininterrompue de falaises côtières. Dans la partie nord, celles-ci mesurent 300 m; elles perdent de la hauteur vers le sud. Le bas-plateau et le réseau de drainage qui l'a incisé sont tronqués et se terminent par les falaises le long de la côte. Dans cette partie est de l'île, les cours d'eau semblent constituer les restes amont d'un réseau de drainage dont la partie aval se serait écoulée jadis sur des terres maintenant submergées dans l'inlet Prince-Régent. Au sud, le bas-plateau s'incline jusqu'aux battures constituant une étroite bande côtière bordant la baie Creswell.

La presqu'île Brodeur est caractérisée par un plateau uniforme bordé de falaises côtières continues et caractérisé par un réseau de drainage de type dentritique-radial. Ce plateau est situé à 545 m de hauteur près du cap Crauford dans le nord-est et s'incline légèrement et uniformément jusqu'à 300 m dans le sud-ouest. Les interfluves sont lisses, il y a quelques collines basses et, vue du sol, la presqu'île ressemble à une plaine plate et essentiellement uniforme. Elle est couverte en bonne partie de pierraille graveleuse sans beaucoup de végétation. Les champs de pierre sont très limités, il n'y a à peu près pas de sol à motif et les lobes de solifluxion ainsi que les bandes terreuses ne se trouvent que sur quelques pentes douces dans la partie sud de la presqu'île.

Le drainage de la presqu'île Brodeur est assuré par un nombre important de petits cours d'eau en pente vers l'est, le nord-ouest et l'ouest provenant d'une ligne de partage sinueuse disposée parallèlement au grand axe de la presqu'île. Le réseau est du type dentritique et il découpe le plateau en unités aux dimensions à peu près égales. Les principaux cours d'eau sont nettement encaissés et presque tous sont actuellement en train de s'enfoncer; en outre, ils ont un profil longitudinal lisse. Presque tous les petits tributaires sont intermittents et ont creusé des ravins et des ravines. La plupart des lits ont un profil en V et sauf dans la partie aval, il n'y a pas de dépôts accumulés sur le fond de la vallée, ni de plaines d'inondation. Près de la côte ouest de la presqu'île, les principaux cours d'eau ont creusé leurs berges de façon à former des vallées au fond plat mesurant quelques kilomètres de largeur et 7 km de longueur. A l'occasion, quand il y a plus d'un cours d'eau approchant ou rejoignant un autre près de la côte, les vallées se fusionnent et forment des sections de basses-terres sur la presqu'île. Celles-ci sont parfois constituées de surfaces distinctes d'érosion, situées à différentes hauteurs par rapport au niveau actuel de la mer.

Il reste cinq petites calottes glaciaires dans la partie nord-est du bas-plateau. Elles sont petites, la plus importante ayant une dizaine de kilomètres de largeur; toutes sont minces. Elles sont toutes déposées sur des interfluves et quelques-unes recouvrent le fond de gorges. Quelques-unes ont produit de courtes langues qui se prolongent dans les gorges, trop courtes cependant pour être appelées des émissaires. Rien n'indique que les calottes aient modifié ce relief marqué par les cours d'eau. Les seules traces d'une érosion glaciaire se trouvent entre les calottes et la rive ouest de la presqu'île, au voisinage de l'inlet Jackson et de Port Bowen. En effet, le type de drainage est différent, les parois des gorges ont une pente plus douce et des irrégularités arrondies marquent le paysage. La presqu'île Brodeur aurait jadis été entièrement recouverte de glace sans que le relief ait été modifié profondément pour autant.

Cette presqu'île est bordée d'abruptes falaises côtières continues, souvent protégées par des éboulis d'origine colluviale et par une plage étroite, mais continue. Sur le versant ouest de la presqu'île, le rivage est légèrement incurvé entre la pointe Stanley et un point situé au sud de Port Neil. Parfois, la ligne des falaises est percée de vallées profondément encaissées et, par endroits, les petites pointes et les petits caps sont en réalité des flèches basses ou de petits deltas. Il ne s'est pas formé de promontoire important. Une partie du réseau de drainage semble avoir été submergée dans les eaux de l'inlet Prince-Régent. Beaucoup de vallées disposées obliquement par rapport à la côte constituaient la partie amont d'un réseau dendritique dont l'axe principal devait être situé quelque part à l'ouest du rivage actuel. Les réseaux de drainage ont dû être mis en place et les rivières creuser leur lit avant que la presqu'île ne soit réduite à sa forme actuelle.

À l'heure actuelle, les mécanismes côtiers semblent être principalement des mécanismes de dépôt : on pense à la formation de flèches telles celles de Sargent Point et à la formation de deltas tels le cap York. Les traits du rivage montrent que 1) les gorges des vallées se sont formées avant les falaises côtières; 2) les vallées ont acquis leur largeur actuelle tandis que leur fond était encore à hauteur du niveau de la mer ou tout près; 3) les falaises côtières ont reculé jusqu'à leur position actuelle à une époque où le niveau des eaux était semblable à ce qu'il est aujourd'hui; 4) une immersion atteignant jusqu'à 60 m d'eau s'est produite après que le rivage ait atteint sa position actuelle et 5) le rivage actuel est assez inactif, sauf là où de petits deltas sont formés par les rivières. Les falaises côtières sont érodées principalement par le gel et les plages sont retravaillées surtout par la glace de mer. Il peut se former des flèches dans certaines parties de la côte où des chenaux importants et probablement récurrents se forment dans la banquise.

1.2.1.4 Basses-terres du golfe de Boothia

Deux secteurs de basses-terres bordent en partie le coin sud-est de l'inlet de l'Amirauté (figure 7, subdivison 4 : cartes SRCN 48B : inlet Moffet et 47G : inlet Berlinguet).

Dans le secteur nord, les collines et zones soulevées sont plus basses que plus au nord et les deux rives de l'inlet Moffet ont un relief plus uniforme que n'importe où ailleurs sur la péninsule Borden. Le secteur repose sur des gneiss jadis recouverts de strates de matériaux sédimentaires, exception faite de deux petites zones dans la partie centrale de la presqu'île Steensby. Au nord-est de l'inlet Moffet, les collines atteignent 150 m et elles passent graduellement à 90 m au sud-ouest de celui-ci. Dans la partie sud-ouest, les collines forment un terrain inégal, constitué de petites crêtes raides en alternance avec des creux contenant des

terrasses marines et des plages suspendues. La roche en place repose sous une couverture discontinue de matériaux transportés qui s'épaissit au sud-ouest de l'inlet Moffet.

Sur les deux rives de l'inlet Berlinguet, dans la partie est, la couverture de roches sédimentaires a été érodée et les roches granitiques sous-jacentes forment maintenant un terrain plat et monotone. Il y a de petits affleurements rocheux, mais ailleurs, les matériaux transportés recouvrant la surface donnent prise à une végétation continue de type toundratique. Le drainage est généralement mauvais et il y a abondance de petits lacs et de marécages. Le terrain devient plus ondulé et la couverture s'épaissit vers l'est.

1.2.1.5 Bas-plateau de Borden

La péninsule de Borden (figure 7, subdivision 5 : cartes SRCN 48C : Arctic Bay, 48D : inlet Navy Board, 48B : inlet Moffet et 48A : inlet Milne) est beaucoup plus complexe que ne l'est la presqu'île Brodeur. La partie centrale de la péninsule est constituée d'un plateau découpé de 1 120 m et coiffé de champs de glace locaux et de petites calottes. Presque partout sur la péninsule, on trouve les traces de bas-plateaux horizontaux entre 360 et 600 m, mais les vallées profondément encaissées et des différences de structure et de lithologie rendent impossible toute corrélation entre des secteurs séparés par de grandes distances. La péninsule est divisée en 5 unités géomorphologiques.

1 : Les collines et le plateau de la partie nord de la péninsule sont séparés du détroit de Lancaster par des basses-terres. Celles-ci ont une douzaine de kilomètres de largeur et elles commencent au sud, à un point situé à l'est du cap Joy, s'étendent vers l'est à peu près parallèlement à la côte et s'incurvent vers le sud en épousant la rive ouest de l'inlet Navy Board jusqu'à un point situé à peu près à la latitude de la baie Tay. La région repose sur des grès et des calcaires recouverts de pierraille. Le long de la côte, des plages suspendues forment une bande dépassant rarement 200 m de largeur. Derrière cette bande, des falaises et escarpements discontinus s'élèvent d'une centaine de mètres dans une zone de transition à une surface onduleuse découpée par des vallées. La surface en question s'étire vers l'intérieur jusqu'à un escarpement prononcé formant le pied du plateau intérieur. Les rivières franchissent ces basses-terres en s'écoulant dans des vallées profondément encaissées au début, puis dans des vallées qui le sont moins et finalement, elles atteignent les escarpement côtiers où elles sont encore profondément encaissées. Certaines rivières se terminent par de grands deltas de sable et de gravier, actuellement érodés par leurs propres cours d'eau. Dans l'ensemble, le drainage est bon et il n'y a pas de lacs. Entre le cap Joy et le cap Charles Yorke, le rivage est constitué d'une arrière-plage au sol meuble en pente douce, frangée d'une plage continue de gravier et de sable. Il existe un rivage semblable à environ 20 km à l'est du cap Charles Yorke. De là

jusqu'à Bluff Head vers l'est, des sections d'arrière-plages rocheuses dépourvues de sédiments et en pente raide sont disposées en alternance avec des arrière-plages au sol meuble, frangées de plages continues de gravier et parfois de sable. Au sud-est de Bluff Head et jusqu'à un point vis-à-vis de la baie Tay, des sections d'arrière-plages au sol meuble et en pente raide, modérée ou douce, frangées de plages continues de gravier et de sable, sont disposées en alternance avec des arrière-plages rocheuses en pente raide, dépourvues de sédiments ou avec des plages concaves de gravier et de sable.

2 : Une unité géomorphologique distincte s'est formée en dessous des basses-terres côtières du nord; elle recouvre une bonne partie de la péninsule Borden. Sa limite sud est constituée d'une ligne réunissant le fond du détroit de Strathcona à la vallée de la rivière Alfa au point de jonction de la vallée et du détroit de Tremblay. La région est formée d'un complexe de plateaux subdivisés en un grand nombre de petits interfluves par de grandes vallées. Les principales vallées sont réunies et forment des basses-terres dont la monotonie est brisée par des collines et qui sont disposées au milieu de cette région entre l'inlet Elwin et un point situé au sud de l'inlet Navy Board. Au nord des basses-terres, le plateau a jadis été continu à 1 000 m de hauteur; il repose sur des roches sédimentaires inclinées et légèrement plissées et sur quelques petites régions de roches granitiques. L'érosion a brisé le plateau en unités plus petites, séparées par des vallées profondes et aux parois abruptes. En dessous des basses-terres côtières situées au nord, le relief est accidenté, mais peu élevé. Les sommets des collines et les flancs des vallées sont couverts de pierraille; les mêmes sédiments se trouvent au fond des vallées, mais remaniés. Dans ce secteur nord, les interfluves sont plats et couvrent de grandes superficies. Plus au sud, les sous-unités du plateau sont plus hautes, plus larges et couvertes de petites calottes glaciaires. Il existe six importants champs de glace. Le plus important de tous, situé à l'est de l'inlet Elwin, est en forme de dôme et couvre une superficie de 250 km^2. A l'est, deux autres recouvrent la majeure partie des roches datant de l'Archéen qui affleurent à l'ouest de la pointe Low. Quatre langues émissaires provenant du champ de glace situé le plus à l'est atteignent l'inlet Navy Board.

Derrière les étroites basses-terres en bordure sud du plateau, la région est formée d'un deuxième bas-plateau semblable au premier à beaucoup d'égards. La région repose sur des roches sédimentaires et le bas-plateau est remarquablement uniforme, la hauteur variant entre 460 m près du détroit de Strathcona et 550 m plus à l'est. Sur le côté sud-est, le plateau est prolongé par une pente douce à gradins, probablement à contrôle structural, le long de laquelle se déroule la vallée de la rivière Alfa. Quoique uniforme, le plateau est profondément incisé par des vallées de maturité variable, des jeunes ravins tributaires aux larges vallées en U occupées par des

rivières sinueuses. Le plateau est plus découpé entre le détroit de Strathcona et l'inlet Elwin. Il n'y a pas de lacs, ni de champs de glace dignes de mention dans cette partie sud, si ce n'est de très petits, dont le plus grand a une superficie de 18 km^2. Près du sommet des interfluves et à la source de beaucoup de rivières, deux petites zones de névé persistent d'année en année.

Les rives du détroit de Strathcona sont formées d'arrière-plages rocheuses en pente raide et modérée avec des plages continues de gravier, de sable et de blocs, alternant avec des sections d'arrière-plages au sol meuble et en pente douce, frangées de plages continues de gravier et de sable. Ce dernier type de rivage est observé le plus souvent aux points de jonction des vallées secondaires et du détroit. Au nord-est du détroit de Strathcona et jusqu'au premier delta important situé 15 km au nord-est de l'embouchure de l'inlet Elwin, les rives donnant sur l'inlet de l'Amirauté comme sur la baie Baillarge et l'inlet Elwin sont formées d'arrière-plages rocheuses en pente raide ou modérée avec des plages de gravier, de sable et de blocs. Cette configuration est parfois brisée par de petites longueurs d'arrière-plages au sol meuble en pente douce ou modérée, frangées de plages continues de gravier. Du premier delta important au nord-est de l'inlet Elwin jusqu'au cap Joy, le rivage est formé d'arrière-plages au sol meuble en pente variable, généralement frangées de plages continues de sable ou parfois de gravier.

Du côté est de la péninsule et au sud d'un point situé vis-à-vis la baie Tay, le rivage est formé de sections d'arrière-plages au sol meuble en pente douce ou modérée et frangées de plages continues de gravier et de sable, les sections étant séparées à l'occasion par d'autres sections d'arrière-plages rocheuses en pente raide, dépourvues de sédiments ou avec des plages continues de gravier et de sable. Au sud-est d'un point situé à l'opposé de la pointe Canada et jusqu'à la pointe Low, le rivage revêt un caractère différent. Les arrière-plages sont généralement rocheuses et en pente raide et de longues sections de rivage sont dépourvues de plages. Ces sections sont entrecoupées de quatre langues de glacier relativement étroites, dont trois atteignent l'inlet. Quand il y a des plages, celles-ci sont généralement continues et formées de blocs. Immédiatement au sud de la pointe Low, la pente des arrières-plages rocheuses s'adoucit et le rivage se transforme en arrière-plages au sol meuble en pente douce ou modérée et frangées de plages de sable ou de gravier. De très importantes sections côtières comportent des zones intertidales de sable. Ce genre de côtes se prolonge jusqu'à la pointe Alfred. Au sud-ouest de celle-ci, le rivage du détroit de Tremblay devient rocheux et abrupt, sauf devant les principales vallées secondaires où les hautes plages rocheuses et en pente raide et les plages de gravier ou de blocs sont remplacées par des hautes plages au sol meuble en pente modérée ou douce et à plages continues de gravier.

3 : La région du plateau central est bordée par une assez étroite bande de terre (16 à 32 km de largeur) traversant la péninsule Borden du nord-ouest au sud-est, entre les détroits de Strathcona et d'Adams et l'inlet Milne. Cette bande distincte est bordée au nord par la vallée de la rivière Alfa et par son prolongement vers le nord-ouest. Elle est bordée au sud de façon beaucoup moins distincte, mais, d'est en ouest, elle s'étale au nord du mont Uvajo et suit le cours d'eau tributaire de la rivière Robertson qui s'écoule au nord du plateau de Magda, de même que son prolongement jusqu'au détroit d'Adams. A l'intérieur de ces limites, la région est caractérisée par une série de dykes à gabbro en direction nord-ouest à sud-est et par un plateau considérablement découpé par de larges vallées aux parois abruptes. Les dykes eux-mêmes modifient considérablement le relief. Ils ont de quelques mètres à 120 m de largeur et certains se détachent verticalement de 60 m au-dessus des roches sédimentaires environnantes. Ces dernières sont découpées en falaises et en escarpements également orientés du nord-ouest au sud-ouest. La plupart des falaises ont formé des éboulis d'origine colluviale; certains secteurs sont recouverts d'une mince couche de moraine de fond.

Sur la rive ouest de la péninsule, le rivage sud du détroit de Strathcona et les rivages du détroit d'Adams sont caractérisés par des hautes falaises. Les arrière-plages sont généralement rocheuses et en pente raide et sont frangées de plages continues de gravier ou de sable. Il y a cependant quelques exceptions : la pointe nord et la pointe sud de la presqu'île Uluksan et la jonction des principales vallées tributaires et des détroits sont plutôt caractérisées par des arrières-plages au sol meuble en pente douce, avec des plages continues de sable et de gravier. La côte sud de la presqu'île Uluksan, soit les falaises de la Société St-Georges, est particulière elle aussi puisqu'elle est largement dépourvue de sédiments, exception faite de quelques plages concaves de sable et de gravier dans le secteur sud-ouest et immédiatement à l'est d'Arctic Bay.

Sur le flanc sud-est de la péninsule, le rivage à l'embouchure du détroit de Tremblay et le rivage du côté ouest de l'inlet Milne sont généralement rocheux et en pente raide. Généralement, les plages sont continues et formées de sédiments grossiers, par exemple des blocs et du gravier. Le rivage est formé d'arrière-plages au sol meuble et en pente douce et de plages de gravier aux points de jonction des principales vallées secondaires et du détroit de Tremblay ou de l'inlet Milne (les vallées des rivières Alfa, Beta et Gamma, ainsi que la rive nord de la baie Fairweather).

4 : Du côté ouest de la péninsule, il existe entre le détroit d'Adams et l'entrée de l'inlet Moffet un bas-plateau de 3 840 km^2 caractérisé par sa surface très découpée. Les roches sédimentaires y forment des blocs légèrement inclinés vers le sud et, en un endroit, inclinés abruptement vers le nord. Les rivières sont

généralement profondément encaissées et il existe des falaises le long de la côte et le long de la partie amont des vallées fluviales. Vers l'intérieur, les collines dépassent 600 m et par endroits, spécialement dans le sud-ouest, le relief peut dépasser 100 m. Il existe quelques petits champs de glace, la plupart semblant entourés d'un anneau dénudé avec beaucoup de plaques de névé semi-permanentes. L'absence de végétation peut signifier que ces champs de glace ont rapetissé dernièrement (Beschel, 1961). Il ne semble y avoir d'autres sédiments glaciaires que certaines moraines terminales dans la partie amont des vallées près de l'inlet de l'Amirauté. La plupart des vallées fluviales sont couvertes de sable et de gravier.

La rive sud du détroit d'Adams et les rives de l'inlet Fleming et du fiord Fabricius sont rocheuses et en pente raide, et généralement frangées d'une étroite plage continue de gravier ou de sable. Au point où les vallées importantes atteignent le détroit d'Adams, les arrière-plages sont en pente douce, constituées de sol meuble et frangées d'une plage continue de sable. La rive est de l'inlet de l'Amirauté entre le détroit d'Adams et la vallée de la rivière Eqalulik est constituée d'arrière-plages rocheuses en pente modérée et de plages continues de gravier et de sable. Au sud de la vallée de la rivière Eqalulik, autour de l'inlet Levasseur et du promontoire Stephen et entre la vallée Rouge et la base de la falaise Nauyat, le rivage est constitué d'une arrière-plage en pente douce, frangée d'une plage continue de gravier.

À l'est de ce bas-plateau articulé, le terrain est formé d'une série de chaînons séparés par des basses-terres couvertes de matériaux transportés et par des plateaux. Le terrain est très mal drainé et il s'est formé de nombreux marécages et marais à l'ouest du plateau de Magda. Il n'y a pas longtemps, la région a pu être couverte d'un lac proglaciaire. Dans la partie ouest de la région, le terrain est uniforme et onduleux, avec un relief local d'une trentaine de mètres, le plus souvent recouvert d'une épaisse couverture de matériaux transportés dépourvue de végétation. A l'est, un bloc aux lignes bien nettes se détache dans le secteur situé au nord-est du plateau de Magda, entre la vallée de la rivière Robertson et celle de son tributaire nord. La partie la plus élevée est couverte par une calotte glaciaire de 100 km^2 atteignant 960 m de hauteur. Du côté nord de la calotte, une langue émissaire descend dans la vallée tributaire de la vallée de la Robertson.

Il s'est formé au fond du détroit de Tremblay et de l'inlet Milne plus à l'est une ceinture de montagnes, les monts Uvajo et Tununek dont certains sommets dépassent 500 m, parfois très près de la mer (Bruce Head); ces monts reposent sur des roches ignées et métamorphiques de l'Archéen. La vallée située à l'ouest de la baie Koluktoo se prolonge en de vastes basses-terres jusqu'à la partie intérieure de la vallée de la rivière Robertson. Cette vallée a 3 à

5 km de largeur et elle est remplie de formations de silt et d'argile à travers lesquels percent parfois des affleurements de roche en place.

La partie sud-ouest de l'inlet Milne est constituée de rivages rocheux en pente raide, sauf le long de l'extrémité ouest de la baie Koluktoo. A cet endroit, le rivage est constitué d'une arrière-plage au sol meuble en pente douce et frangée d'une plage continue de sable et de gravier. Il s'est formé un delta maintenant submergé dans la partie nord-ouest de la baie Koluktoo et le rivage est constitué aussi d'une zone intertidale sableuse d'une largeur exceptionnelle.

5 : Le secteur centre-sud de la péninsule entre le détroit de l'Amirauté et l'inlet Milne est occupé par un plateau articulé reposant sur des roches sédimentaires. Le plateau s'élève en moyenne à 300 m de hauteur et il est découpé dans sa partie centrale par des vallées profondément encaissées. Les flancs des vallées ont une pente devenant plus raide à la périphérie du plateau. Près de sa bordure, ce dernier est divisé en une série de blocs par des gorges aux parois verticales ayant plus de 150 m de profondeur. La surface de ces blocs et la partie centrale du plateau sont recouvertes de fragments de roches qui ne semblent pas avoir été transportés. Il y a très peu de végétation. La plupart des gorges ont un fond plat et couvert de dépôts de gravier. Les vallées les plus larges ont des dépôts de sable et abritent une végétation de type toundratique. La partie sud de cette unité suit un escarpement orienté en direction est-ouest, soulignant la transition de la couverture sédimentaire aux roches ignées et métamorphiques.

La hauteur est progressivement réduite vers l'est et la région du plateau est remplacée par une série de basses collines au sud de l'inlet Milne. Dans cette région, le sol est formé de roches sédimentaires, des calcaires recouverts de matériaux transportés à blocs. Par endroits, le till présente des drumlins orientés du nord au sud. Au sud, le ruisseau Phillips s'écoule dans une large vallée au fond plat qui suit le contact entre les roches sédimentaires du Paléozoïque et les roches ignées et métamorphiques sous-jacentes de l'Archéen. Le fond de la vallée est couvert de formations de matériaux alluvionnaires et de silt dans lesquelles la rivière a creusé des terrasses.

1.2.1.6 Bas-plateau de Melville

Le bas-plateau de Borden est séparé des basses-terres du bassin Foxe par une subdivision triangulaire assez étroite : le bas-plateau de Melville (figure 7, subdivision 6 : carte SRCN 47H : ruisseau Phillips). Celui-ci est caractérisé par une surface légèrement onduleuse et couverte de matériaux transportés, à une hauteur moyenne de 240 m. On pense que la région repose complètement sur des roches granitiques malgré le peu d'affleurements. Une bonne

épaisseur de till à blocs granitiques dans une matrice sableuse s'est accumulée un peu partout dans la région. Le bas-plateau a une grande surface uniforme brisée uniquement par un escarpement tourné vers le nord, et atteignant par endroits 30 m de hauteur, qui se prolonge sur 160 km dans la partie sud-est. Le plateau est aussi traversé par deux vallées profondes : celle qui est située à l'ouest a été bloquée par des matériaux transportés et elle a formé un fiord et deux lacs. La seconde est occupée par la rivière Gifford qui serpente légèrement dans son cours supérieur sur un lit sableux, entre des terrains plats de sable et de blocs. Plus loin, elle s'écoule en une série de rapides, entre des rives hautes, sableuses et couvertes de végétation.

1.2.2 Plaine de Foxe

La partie centre-ouest de l'Île Baffin est couverte par des basses-terres très étendues qui, prises dans leur entité, constituent en importance la deuxième subdivision des basses-terres de l'Arctique (figure 1, figure 7, subdivision 7). Ce sont des basses-terres qui ont évolué en partie sur des strates sédimentaires remontant au Paléozoïque (principalement des calcaires), et en partie sur des roches du Bouclier remontant au Précambrien. Pour simplifier la description, les basses-terres ont été divisées en trois unités principales : la région au nord et à l'ouest de l'inlet Steensby, les îles dans la partie est du bassin de Foxe et la presqu'île Baird, et la région au nord et à l'ouest du lac Nettilling.

1.2.2.1 Région au nord et à l'ouest de l'inlet Steensby

Au sud du bas-plateau de Melville, les roches granitiques sont recouvertes par du calcaire déposé en strates horizontales et elles forment une région aux contours distinctement rectangulaires couvrant plus de 2 900 km^2 (cartes SRCN 47H : ruisseau Phillips, 37G : lacs Icebound et 37F : inlet Steensby). A l'ouest, les strates d'origine sédimentaire ont été découpées en larges crêtes séparées par des terrains plats, parfois à 240 m de hauteur et généralement recouverts d'une épaisse couche de matériaux transportés à travers laquelle percent parfois des roches granitiques. Les flancs de coteaux sont en gradins à cause de la stratification horizontale du calcaire, mais ceux-ci ont été en bonne partie masqués par les matériaux transportés. En général, le drainage est bon, sinon dans la partie nord dans laquelle se sont formés quelques marécages et lacs.

A l'est, de nombreuses bosses et crêtes d'origine granitique percent la couverture de matériaux transportés; le relief local atteint 60 m. Le drainage se fait vers l'ouest, c'est-à-dire vers le grand lac situé lui-même à l'est du lac Inuktorfik. Il existe de nombreux lacs peu profonds et des marécages le long des cours d'eau.

Le côté est de l'inlet Steensby est marqué par un escarpement de 300 m de hauteur. A l'ouest de ce dernier, le terrain est plat et s'incline légèrement vers le sud. Des bosses d'une vingtaine de mètres et aux flancs très inclinés brisent par endroits la monotonie de la surface. La région repose sur du gneiss, mais une épaisse couverture de matériaux transportés, avec parfois de gros blocs granitiques a été déposée partout. Le drainage est mauvais et il s'est formé un très grand nombre de lacs peu profonds de superficies et de formes variées.

A l'ouest de l'inlet Steensby, la presque'île Thalbitzer monte en pente douce jusqu'à une centaine de mètres. Des fragments de grès et de calcaire, avec parfois de gros blocs erratiques d'origine granitique, constituent les matériaux transportés recouvrant la majeure partie de la presqu'île. Les affleurements rocheux sont rares et le drainage est tellement mauvais qu'il ne s'est à peu près pas formé de cours d'eau et de lacs. Ceux qui se sont formés sont invariablement peu profonds. Au centre de la presqu'île, les sédiments superficiels, un till délavé, se sont tassés en petites crêtes. La végétation est très clairsemée ou absente; des plages suspendues se trouvent loin à l'intérieur des terres.

1.2.2.2 Iles du bassin Foxe et presqu'île Baird

Les îles au relief bas de la partie est du bassin de Foxe (cartes SRCN 37C : île Koch, 37B : île Spicer, 37A : île Foey, 36N : île Prince-Charles, 35O : île de l'Aviation et 36B : baie Hantzsch) sont constituées principalement de calcaire datant du Paléozoïque et il semble qu'elles aient été réduites au niveau de plaines plates avant le Pléistocène. Au cours du Pléistocène, la glace en mouvement vers le sud-ouest a laissé des dépôts considérables de till et, la plupart des îles ont été complètement ou en bonne partie submergées. On peut maintenant trouver des plages suspendues à toutes les hauteurs dans les secteurs jadis submergés. Vu que les sédiments sont remaniés par les vagues, les sections en pente raide ont des plages suspendues mieux formées que celles des terrains plats. Cependant, l'orientation des tills déposés dans les régions basses et plates est encore discernable en plusieurs endroits même s'ils ont aussi été submergés.

La végétation n'a pu s'implanter sur les plages de beaucoup d'îles, mais il s'est souvent formé des marécages entre des plages suspendues successives voisines du niveau actuel de la mer. Il s'est formé de nombreux lacs sur le till, la plupart étant drainés par infiltration du substrat plutôt que par ruissellement. Beaucoup de lacs sont entourés de marécages.

Un détroit peu profond de 6 km de largeur sépare l'île Jens Munk de la presqu'île Thalbitzer. Les deux tiers est de l'île reposent sur des strates de calcaire et forment un plateau s'élevant à 150 m. Le plateau est en bonne partie entouré d'un cercle de plages

suspendues; quelques secteurs bas sont revêtus d'un épais manteau de débris alluviaux dans lequel ont été creusés de nombreux lacs. Le tiers occidental de l'île repose sur des roches du Précambrien; le terrain est assez bas, mais raboteux. De grands secteurs de côtes ont de larges zones intertidales et des hauts-fonds considérables.

L'île Koch s'élève vers le centre en un bas plateau de 25 m d'altitude. Il s'est formé des plages suspendues presque jusqu'au centre de l'île. Les eaux voisines de la côte sont très peu profondes et les deux baies du côté nord-est de l'île sont à sec à marée basse.

L'île Rowley, basse (60 m au maximum), est composée d'une série de plateaux dénudés. Il y a peu d'affleurements rocheux et en général, la surface est formée de fragments de roche et de dépôts glaciaires remaniés. Il s'est formé beaucoup de lacs sur l'île, qui est bordée d'une bande de plages suspendues. La plupart des baies situées du côté nord sont frangées de larges battures, sauf dans la partie nord-ouest.

L'île Bray est constituée d'une plaine monotone de matériaux transportés dans laquelle ont été formés de nombreux lacs et marécages. Elle est frangée de plages de gravier à calcaire et de très larges battures (3 km) à blocs.

La presqu'île Baird fait saillie dans le bassin de Foxe en direction sud-ouest. Elle a 65 km de longueur sur 40 km de largeur et elle est formée en majeure partie de basses plaines très mal drainées, contenant de nombreux lacs et marécages. A son extrémité sud-ouest, un plateau de calcaire atteint une trentaine de mètres. Des strates de calcaire affleurent dans cette région et forment des promontoires émoussés. Ailleurs, la côte est frangée de battures très larges.

Les îles Spicer sont petites et très basses. Elles sont constituées en surface de fragments de calcaires remaniés en plages suspendues. Elles ont toutes de très larges battures, notamment l'île Spicer nord.

L'île Foley mesure une cinquantaine de kilomètres de longueur par 22 km de largeur. Dans sa partie nord-ouest, des gneiss du Précambrien affleurent au pied de l'escarpement d'Anderson dans un terrain de calcaire. Le calcaire forme des escarpements abrupts, tournés vers l'est et le nord, et s'élevant à 80 m. Derrière ceux-ci, la surface est inclinée en pente douce vers l'ouest et forme de très larges battures (4 km).

L'île du Prince-Charles est la plus grande île de la partie est du bassin de Foxe. Elle est constituée d'une large plaine au relief très atténué, atteignant 60 m au maximum (Fraser, 1953). Un plateau

peu élevé s'étend du nord au sud, du côté ouest de l'île et il est frangé de nombreuses plages suspendues de calcaire. La partie est de l'île est plus basse et moins bien drainée.

L'île de l'Aviation est formée d'un noyau de roches gneissiques formant des crêtes basses depuis un point situé derrière la presqu'île Fee au sud jusqu'au centre de l'île. Les eaux côtières devant la presqu'île Fee constituent les seules zones d'eaux assez profondes. Les parties de l'île non couvertes par les crêtes ont une végétation toundratique à graminées et à carex, sont très mal drainées et retiennent beaucoup d'étangs.

Les îles Tweedsmuir Nord et Sud comportent un plateau dénudé, entouré d'un terrain plus bas, couvert de matériaux transportés. Des plages suspendues jusqu'à 20 m de hauteur se trouvent à l'intérieur des terres sur l'île Tweedsmuir Sud. Il y a assez peu de lacs et les rives sont constituées de roche en place dépourvue de sédiments ou de roche en place frangée de plages de gravier. Les eaux côtières sont habituellement très peu profondes.

1.2.2.3 Secteur au nord et à l'ouest du lac Nettilling

Une ceinture de bas-plateaux forme la côte ouest de l'île Baffin entre les baies Wordie et Piling (cartes SRCN 37A : île Foley, 36P : baie Hantzsch, 26M : rivière Hantzsch, 36I et J : rivière Koukdjuak et 26L : lac Nettilling). Les bas-plateaux varient entre 100 m et 200 m; ils reposent sur du gneiss granitique intensément diaclasé. À l'est, la région est bordée d'escarpements abrupts et, dans les vallées contrôlées par des joints, il s'est formé des lacs reposant souvent 60 m sous le niveau général. Le fond d'autres vallées est couvert de marécages et de silt. En plusieurs endroits, la côte est constituée de bas escarpements tandis qu'ailleurs, elle est constituée de petites plaines de silt en pente douce, frangées de larges battures (à peu près 2 km) de boue et de blocs.

A l'est de la ceinture de bas-plateaux, des basses-terres dont les sommets atteignent 240 à 270 m s'élèvent lentement vers l'est en direction du bas-plateau de Baffin et vers le nord en direction des collines de Gillian. La région est composée de crêtes basses séparées par des vallées au fond couvert de matériaux de transport glaciaire, contenant de nombreux lacs et, à l'occasion, des eskers et des terrasses de sable ou de gravier. Le contrôle structural passe de linéaire à plissé vers le fond de la baie Straits et les crêtes de roche en place sont généralement incurvées. Les marécages sont très nombreux dans les vallées côtières. Du silt s'est accumulé à l'embouchure de beaucoup de rivières et forme des zones avant-côtières très peu profondes, notamment au fond de la baie Piling. Il existe aussi de vastes secteurs très plats et marécageux. Ailleurs, la côte est soit frangée de larges battures (2 km) de boue et de blocs, soit formée de bas escarpements de roche en place avec quelques plages concaves ou totalement dépourvus de sédiments.

A l'ouest des collines centrales de Baffin et du bas-plateau de Nettilling, la région est basse, légèrement onduleuse et avec de petites crêtes et le sol devient plus accidenté vers l'est. De nombreuses vallées préglaciaires ont été remplies de matériaux transportés et sont maintenant occupées par de vastes réseaux de petits lacs. A l'intérieur, une partie des basses-terres est inondée, là où sont situés les lacs Amadjuak et Nettilling. C'est près de ces derniers que la couche de matériaux transportés est la plus mince. De bas affleurements de roche en place forment de nombreuses petites îles dans la partie est du lac Nettilling. Sur les flancs sud et sud-est du lac, la couverture de matériaux transportés est plus épaisse et elle est formée de blocs pris dans une matrice d'argile et d'eskers sableux. Le long de la côte, les sédiments ont été remaniés et forment maintenant un réseau complexe d'anciennes lignes de rivage suspendues. A l'ouest du lac Nettilling, une plaine plate semble avoir émergé tout récemment (Manning, 1943). Elle est couverte d'argile marine et de tourbe et du calcaire affleure par endroits au fond des grands cours d'eau. Les formations superficielles ont 2 à 3 m d'épaisseur en moyenne (Soper, 1930) et sont couvertes d'une végétation toundratique de graminées et de carex. Il s'est formé beaucoup de lacs ronds peu profonds à divers stades de comblement par des sédiments d'origine végétale. Le long de la côte, de très larges battures, de 3 à 6 km de largeur, frangent une ligne des hautes eaux souvent marquée par une ligne de blocs. Le lac Nettilling est drainé par la rivière Koukdjuak. Celle-ci paraît être jeune et son cours est très droit; elle est très étalée (2 à 6 km) et peu profode (1 à 3 m).

1.3 Littoral de l'Arctique de l'Est

Les différents types de rivages de l'Arctique de l'Est ont été décrits qualitativement à l'échelle régionale (Service canadien d'hydrographie, 1970; Dunbar et Greenaway, 1956; Université McGill, 1963a, b et c; Miller et al., 1980; Owens, 1977 et Stevenson, 1978) ou en détail par suite d'études sur le terrain (Barrie et al., 1978; Gilver, 1982, 1980, 1978; Taylor, 1980a).

Petro-Canada a entrepris en 1978 un programme de cartographie côtière. La première étape portait sur l'interprétation de photographies aériennes verticales et la deuxième a consisté en deux campagnes d'été sur le terrain en collaboration avec le personnel de la Commission géologique du Canada et de l'Institut océanographique de Bedford (McLaren et al., 1981). La région ainsi étudiée est comprise entre la pointe sud de l'île Ellesmere au nord, la partie nord-ouest de la presqu'île Brodeur à l'ouest et le cap Dyer au sud.

Le littoral a été décrit et cartographié selon un code mis au point par la Commission géologique du Canada (McLaren, 1980). Ce code permet de décrire les zones côtières au moyen de la combinaison des symboles suivants:

1) s, m ou l dénotent la pente des arrière-plages (s = pente raide, 45° à 90°, m = pente modérée, 15° à 45°, et l = pente douce, 0° à 15°);

2) R ou U dénotent la nature des arrière-plages (R = roche en place, U = sol meuble);

3) (c) dénote l'accumulation de débris colluviaux;

4) :, - ou / dénotent l'importance en superficie des plages dans une unité cartographique côtière donnée (: = plus de 80%, - = 20 à 80% et / = moins de 20%);

5) c, p ou b dénotent le type de plage observé dans une unité cartographique côtière (c = continue, p = concave et b = cordon littoral);

6) B dénote les plages; et

7) b, g, s ou $ dénotent le type dominant de sédiments de plage dans toute unité cartographique côtière donnée (b = blocs, g = gravier, s = sable et $ = silt).

Par exemple, sR dénote un rivage en pente raide (s) et rocheux (R); sR(c): cBb dénote un rivage en pente raide (s) et rocheux (R) avec des débris colluviaux (c) et à plus de 80% (:) de plages continues (Bc) de blocs (b); lU-bBs dénote un rivage au sol meuble (b) en pente douce (U) et avec 20 à 80%(-) de plages de type cordon littoral (bB) constituées de sable (s). Une série de cartes à l'échelle 1:125 000 a été produite et les cartes ont ensuite été analysées par Sempels (1982).

1.3.1 Caractéristiques côtières générales

Il faudra garder à l'esprit que l'analyse suivante porte sur le rivage est de l'île Devon, sur le rivage nord de la presqu'île Brodeur, sur les rivages de la péninsule Borden, sur les rivages de l'île Bylot et sur les rivages nord et est de l'île Baffin. Le rivage est du bassin de Foxe est exclu. La description géomorphologique que nous en avons faite explique comment l'inclusion du rivage du bassin Foxe fausserait considérablement les résultats.

Telle qu'elle est définie ci-dessus, la région étudiée englobe 11 700 km de côtes et d'après le code cartographique, 94 types distincts de rivages (tableau 1). Près de 75% de ce littoral est bordé par une plage et moins de 1% est formé de glace d'origine glaciaire. La pente des arrière-plages est souvent raide (60%) et rarement douce ($\sim$ 14%). Les arrière-plages sont consituées princpalement de roche en place seulement ($\sim$60%) ou de roche en place avec des débris d'origine colluviale ($\sim$ 20%). Les

arrière-plages au sol meuble sont présentes sur moins de 25% des rivages. Quand il y a des plages, celles-ci sont principalement continues (65%) et formées de blocs (35%) ou de gravier (28%).

Ces statistiques d'ensemble donnent l'impression que le type de rivage le plus commun dans l'Arctique de l'Est est constitué d'une arrière-plage rocheuse en pente abrupte, frangée d'une plage continue à blocs. Ce n'est pas tout à fait vrai. Cela montre combien il est essentiel de bien comprendre les résultats de compilations au niveau régional. Les statistiques données au tableau 1 résultent de la compilation des caractéristiques côtières prises séparément. Mais la description de segments de côte nécessite la prise en considération de l'ensemble des caractéristiques telles qu'elles sont en réalité.

Dans l'Arctique de l'Est, il existe cinq types dominants de zones côtières, classés par ordre décroissant d'abondance :

1) arrière-plage rocheuse en pente raide, sans plage (sR, 22.5% ou 2 634 km);

2) arrière-plage rocheuse en pente raide avec des colluvions et une plage continue de blocs (sR(c):cBb, 18.4% ou 2 154 km);

3) arrière-plage rocheuse en pente raide sans colluvions, mais avec une plage continue de blocs (sR:cBb, 5.4% ou 632 km);

4) arrière-plage au sol meuble en pente modérée, avec une plage continue de gravier (mU:cBg, 5.2% ou 608 km);

5) arrière-plage au sol meuble et en pente douce, avec une plage continue de gravier (lU:cBg, 4.6% ou 538 km).

Au total, les cinq types décrits constituent 56.1% du littoral de l'Arctique de l'Est (6 568 km). Les 43.9% restants, soit 5 140 km, regroupent 89 autres types de rivage.

Il est important de comprendre pourquoi les compilations des caractéristiques côtières semblent parfois à l'opposé des types côtiers observés. Par exemple, il y a souvent des plages devant les côtes. Pourtant, le type de rivage le plus abondant est constitué d'arrière-plages rocheuses en pente raide sans plage. La contradiction est levée quand on comprend que ce type de rivage plus abondant ne couvre que 22.5% du littoral. Le reste réunit 93 autres types de rivage, la plupart ayant une plage.

1.3.2 Variations des caractéristiques côtières selon la latitude

Il est commode d'avoir une idée des caractéristiques générales du littoral et de l'abondance relative des types de rivage pour comprendre la configuration géologique de l'Arctique de l'Est;

cependant, ce sont des paramètres qui ne communiquent aucune notion des variations géographiques. Quand on dit qu'un rivage rocheux et en pente raide, sans plage, est le type le plus abondant de zone côtière dans l'Arctique de l'Est, doit-on s'attendre à observer ce type aussi souvent sur la pointe sud-est de l'île Devon que dans la région de la baie Home?

L'on peut détecter les variations de caractéristiques et d'abondance des types de rivage en groupant les données côtières par segments de 1 degré de latitude (mesure purement arbitraire) et en comparant graphiquement les résultats de chaque groupe (figure 8). Dans la région étudiée, la glace d'origine glaciaire ne constitue un type important de rivage que dans la partie la plus au nord. Au nord du 73°N, les arrière-plages sont généralement en pente douce et souvent constituées de sédiments meubles. Au sud, elles sont le plus souvent en pente raide et constituées de roche en place. Même si on trouve souvent des plages partout dans la région étudiée, elles sont plus souvent observées entre 72°N et 73°N et, moins souvent, entre 68°N, et 69°N. Il y a des plages continues partout; les plages concaves (petites plages coincées entre des promontoires rocheux) se trouvent le plus souvent au nord de 72°N et au sud de 69°N; les cordons littoraux (d'étroites plages allongées retenant une lagune) se trouvent le plus souvent au nord de 73°N. Les sédiments grossiers de plage (blocs et gravier) se trouvent partout dans la région tandis que les sédiments les plus fins (sable et silt) se trouvent principalement dans les plages situés entre 69°N et 73°N.

Longueur de littoral (km)		11 708
Nombre d'unités cartographiques		2 569
Nombre de zones côtières		94
Rivage:	Absence de plages	26.1%
	Plages	73.3%
	Glace d'origine glaciaire	0.6%
Pente des arrière-plages:	Raide	60.7%
	Modérée	25.2%
	Faible	13.5%
Nature des arrière-plages	Roche en place	56.3%
	Roche en place avec colluvions	20.8%
	Sol meuble	22.2%
	Sol meuble avec colluvions	0.1%
Pourcentage de plages dans les unités cartographiques	Plus de 80%	55.5%
	20-80%	9.5%
	Moins de 20%	8.3%
Type de plages:	Continue	64.5%
	Concave	8.1%
	Cordon littoral	0.7%
Sédiment dominant sur les plages:	Blocs	34.5%
	Gravier	28.2%
	Sable	10.3%
	Silt	0.3%

Tableau 1 Caractéristiques générales du littoral de l'Arctique de l'Est, d'après Sempels, 1982

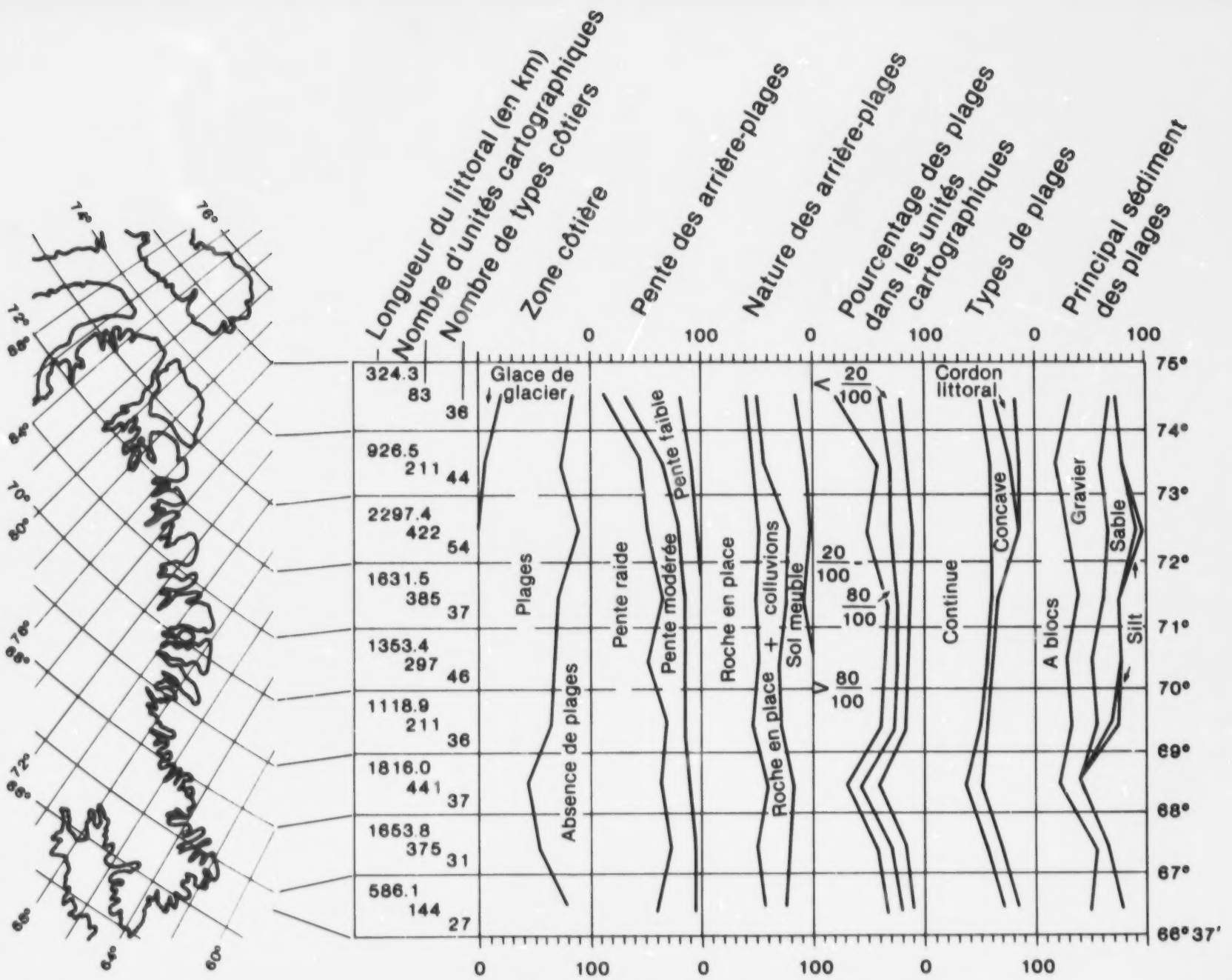


Figure 8 Variations des caractéristiques du littoral selon la latitude, d'après Sempels (1982).

On peut aussi détecter des variations du type de rivage en regroupant les données appropriées d'une façon semblable et en comparant les types dominants de chaque groupe (figure 9). Sur la pointe sud-est de l'île Devon, entre la baie Croker et l'île Philpots (figure 9, ligne 1), les cinq types de rivage les plus fréquents sont :

1) arrière-plage au sol meuble et en pente douce, avec une plage continue de gravier (lU: cBg, 52 km);

2) glace d'origine glaciaire (Gl, 40 km);

3) arrière-plage rocheuse en pente raide, sans plage (sR, 19 km);

4) arrière-plage au sol meuble et en pente modérée, avec une plage continue de gravier (mU:cBg, 18 km);

5) arrière-plage rocheuse en pente raide avec débris colluviaux et plage continue de blocs (sR(c):cBb, 15 km).

Les cinq types combinés couvrent 43.7% de tous les rivages de la région, soit 142 km, tandis que les 56.3% restants, soit 182 km, regroupent 31 autres types de rivage.

Entre 74°N et le cap Dyer (66°37'N) le type dominant de rivage devient une arrière-plage rocheuse en pente raide, avec ou sans colluvions et avec une plage à blocs. Dans la baie Home, entre 68°N et 69°N, le type dominant de rivage est constitué d'une arrière-plage rocheuse en pente raide, sans plage, et regroupe à lui seul 45.6 pour cent de tous les rivages de cette région.

L'abondance de ces cinq types (figure 9, colonne 6) donne une idée de leur importance dans la région considérée. Par exemple, les cinq types les plus abondants ne couvrent que 39.1% des rivages situés entre 72°N et 73°N, tandis que dans la région de la baie Home, ils couvrent 78.1 pour cent des rivages. Le nombre des types restants donne une idée de la diversité réelle (figure 9, colonne 7). Dans l'Arctique de l'Est, cette diversité atteint un maximum entre 70°N et 71°N et un minimum entre 67°N et le cap Dyer.

1.3.3 Mécanismes côtiers

Après l'examen des caractéristiques côtières et des types côtiers de l'Arctique de l'Est ainsi que des variations géographiques, il reste à voir comment ces caractéristiques varient dans le temps. Au sens large, on peut regrouper parmi les processus côtiers tous les phénomènes naturels à l'origine d'un changement du milieu côtier. Par exemple, l'érosion ou l'accumulation sont des phénomènes naturels modifiant les rivages. La description géographique des mécanismes côtiers agissant dans un secteur aussi vaste que l'Arctique de l'Est nécessiterait des études sans fin sur

le terrain et un rapport extrêmement long. Il est néanmoins possible de décrire les facteurs qui sont à l'origine des mécanismes côtiers ou qui les influencent. Les principaux sont les vents, les vagues, les marées et les glaces.

1.3.3.1 Vents

Les vents contribuent beaucoup à modifier les rivages. Principalement, ils génèrent les vagues et peuvent transporter directement les sédiments fins. Durant les périodes de vents forts, de grands volumes de sable sont arrachés des plages et transportés vers le large ou vers l'intérieur. A l'inverse, du sable provenant d'une dune, par exemple, est parfois déposé sur une plage.

Les vents puissants soufflant du large élèvent le niveau de l'eau en poussant littéralement celle-ci sur le rivage. Ce phénomène est appelé soulèvement de tempête et peut se produire sur n'importe quelle côte, notamment celles qui sont découpées par de grandes baies. Les soulèvements de tempête exercent leur action en poussant les eaux sur une partie normalement émergeant de la plage. De ce fait, ils ont parfois un effet considérable sur la redistribution des sédiments constituant les arrière-plages ou sur l'érosion de ces dernières.

Dans l'Arctique de l'Est, les vents dominants soufflent de l'ouest ou du nord-ouest. Au cours des mois d'été, ils soufflent souvent du sud-ouest sous l'influence d'un important système de basse pression situé au-dessus de l'Islande et du Groenland. En général, les vents soufflent en moyenne avec la même intensité pendant toute l'année. Ils sont généralement moins forts que les vents soufflant aux latitudes inférieures. Le relief agit sur les configurations du vent pour générer parfois de forts vents locaux.

1.3.3.2 Vagues

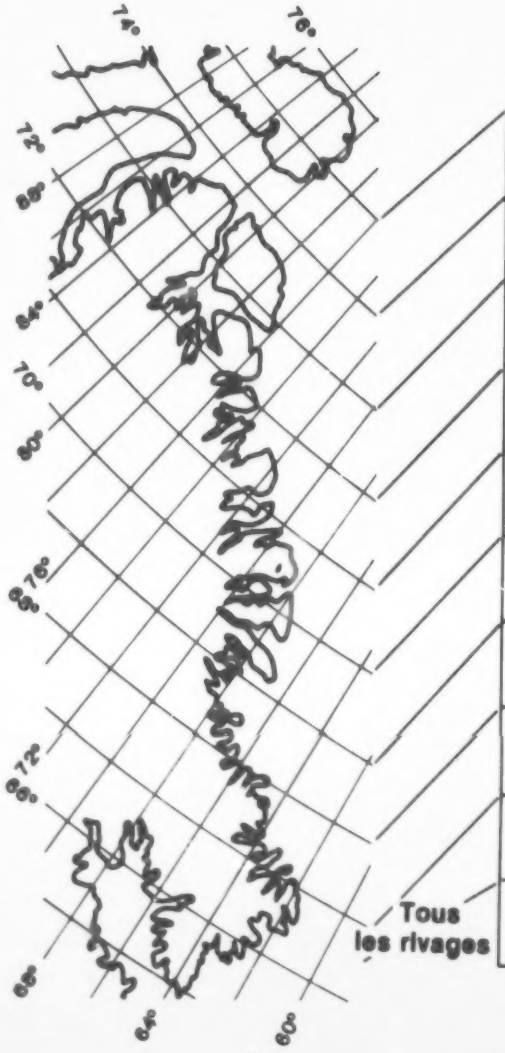
Les vagues sont produites par le vent soufflant en surface de l'eau. L'énergie des vagues dépend en partie de la vitesse et de la durée du vent, et en partie de la course. Cette dernière est la longueur de la zone d'eau libre sous le vent. Cette distance limite le temps durant lequel l'énergie du vent peut se communiquer aux vagues (Komar, 1976) et, par conséquent, constitue un paramètre limitatif du niveau maximum d'énergie au rivage (King, 1972). En ce qui concerne la course, il est intéressant de noter que dans l'Arctique de l'Est, 71.9 pour cent des rivages (8 416 km de rivage) sont exposés à des vents ayant une course de moins de 10 km, 12.5 pour cent (1 476 km de rivage) sont exposés à des vents ayant une course de 10 à 100 km et 15.6 pour cent (1 828 km de rivage) sont exposés à un vent ayant une course de plus de 100 km (figure 10).

L'action des vagues sur le rivage est une question complexe qui fait encore l'objet d'intenses recherches (Komar, 1976; King, 1972). La dissipation de l'énergie dans les zones littorales constitue l'aspect le plus important des vagues. Essentiellement, les vagues sont progressivement déformées par la friction sur le fond dans les zones d'eau peu profonde jusqu'à ce qu'elles se brisent et déferlent. Il existe deux grands types d'ondes : les vagues de tempête, trouvées dans la région de génération des ondes, et la houle formée par des tempêtes éloignées. Les côtes exposées à ces ondes sont des milieux à haute énergie. L'Arctique de l'Est est essentiellement un milieu à basse énergie puisque 1) la plupart des rivages sont exposés à une course limitée (figure 10), et 2) les vagues sont amorties par la glace. Il est entendu que dans les milieux à basse énergie, le niveau d'énergie est bas à l'année longue, mais une section du rivage peut quand même être atteinte à l'occasion par des ondes de tempête.

Le transfert d'énergie produit lors du déferlement résulte normalement en une redistribution des sédiments. Les sédiments peuvent être déplacés vers la mer, repoussés plus haut sur le rivage ou être transportés latéralement. Pendant les périodes de grande activité, la plage est érodée. Quand la mer redevient calme, elle reconstruit la plage. Ce mécanisme conduit à l'apparition d'un cycle été-hiver de remaniement de la plage dans les régions où il existe d'importantes variations saisonnières du niveau d'énergie. Comme on l'a expliqué dans le cas des vents, ce n'est pas ce qui se passe dans l'Arctique de l'Est. Dans cette région, les variations saisonnières sont moins importantes que les variations causées par les tempêtes et dans un tel milieu, les cycles tempête-après tempête sont les plus influents.

Quand les vagues abordent une plage autrement qu'à 90°, le jet de rive attaque la plage obliquement. Le ressac suit strictement la pente de gravité et recule d'habitude perpendiculairement à la ligne des eaux. L'angle ainsi formé produit un déplacement latéral des sédiments de plage. Il se produit souvent de tels déplacements en période d'eaux libres dans l'Arctique de l'Est.

Quand les vagues sont très fortes ou quand le niveau de l'eau est élevé (sous l'action des soulèvements de tempête ou pendant de très grandes marées), les vagues attaquent parfois les hauts de plage, ce qui peut provoquer un débordement. Les sédiments sont alors repoussés vers l'intérieur par le déferlement des vagues. Sur les plages à sédiments grossiers, il peut se former des gradins de plage. Sur les plages aux sédiments fins, spécialement celles qui sont appuyées sur un terrain bas ou une lagune, beaucoup de matériaux sont transportés vers l'intérieur par débordement. Ce mécanisme se produit dans l'Arctique de l'Est, mais sa fréquence dépend de la durée restreinte de la période d'eaux libres.



3. Types de zones côtières

					Fréquence combinée	Nombre de types restants de zones côtières	
lU:cBg 15.7%	Gl 12.2%	sR 5.8%	mU:cBg 5.5%	sR(c):cBb 4.5%	43.7%	31	75°
sR 16.8%	lU:cBg 16.0%	sR:cBb 7.7%	sR:cBg 6.6%	sR(c):cBg 5.6%	52.7%	39	74°
sR(c):cBb 10.3%	sR:cBb 9.6%	sR 7.0%	sR-cBb 6.5%	mR:cBg 5.7%	39.1%	49	73°
sR(c):cBb 27.5%	sR 23.5%	sR:cBg 8.0%	lU:cBs 8.0%	sR:cBb 6.6%	73.6%	32	72°
sR 25.3%	sR(c):cBb 21.7%	mU:cBg 11.5%	lU:cBs 10.4%	mR:cBg 3.6%	72.5%	41	71°
sR 31.0%	sR(c):cBb 27.5%	mU:cBg 10.3%	lU:cBg 4.5%	mR:cBg 2.7%	76.0%	31	70°
sR 45.6%	sR(c):cBb 13.9%	mR/pBg 7.4%	mR 7.2%	mU:cBg 4.0%	78.1%	32	69°
sR(c):cBb 27.2%	sR 21.1%	mU:cBb 9.1%	sR:cBb 6.8%	mR:cBb 5.9%	70.1%	26	68°
sR(c):cBb 16.7%	sR:cBb 14.1%	sR 8.3%	mR:cBb 8.0%	mU:cBg 5.9%	53.0%	22	67°
sR 22.5%	sR(c):cBb 18.4%	sR:cBb 5.4%	mU:cBg 5.2%	lU:cBg 4.6%	56.1%	89	66°37'
Tous les rivages							

Figure 9 Variations et types de zones côtières prédominantes dans l'Arctique de l'Est (le code est expliqué dans le texte) d'après Sempels (1982).

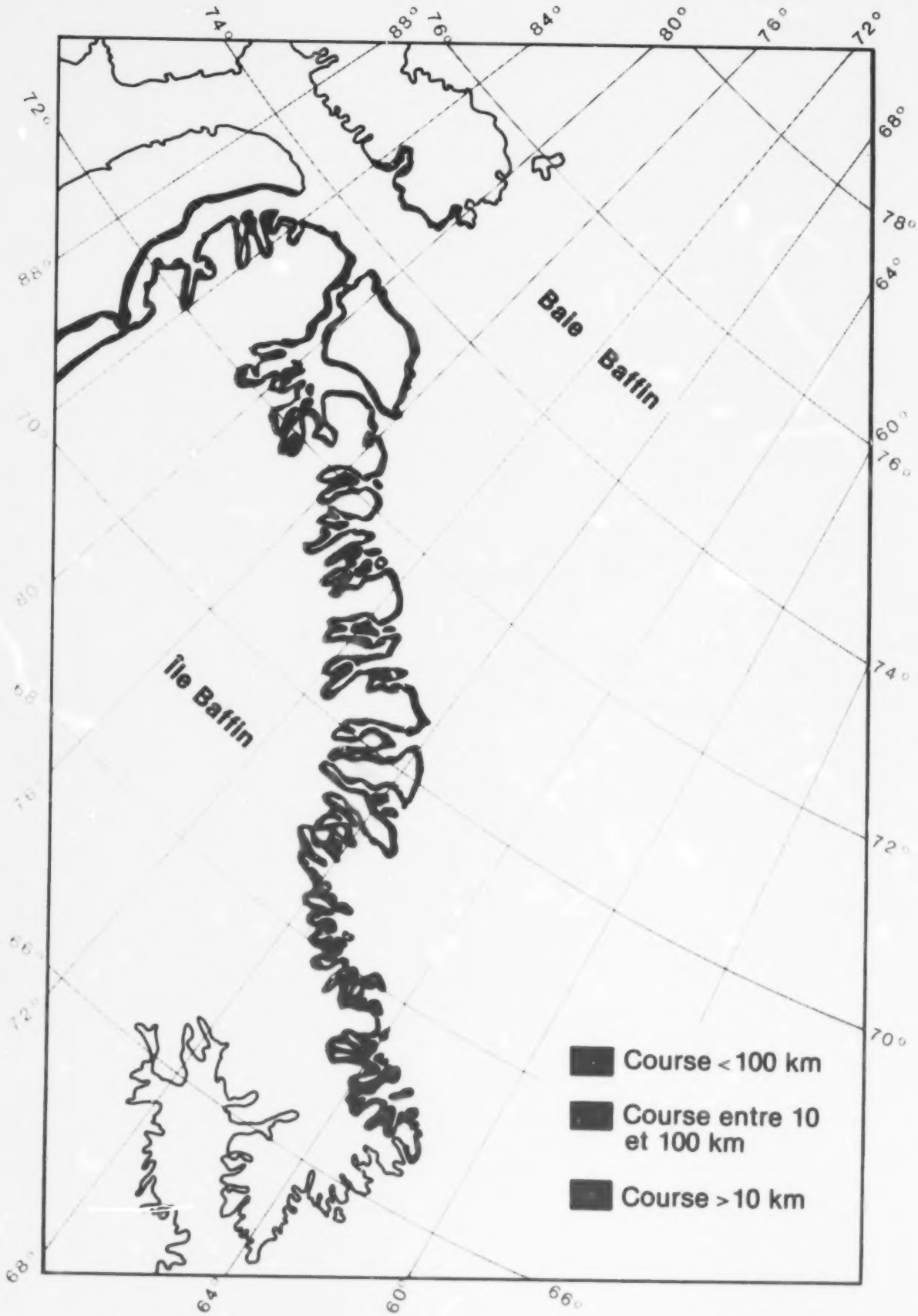


Figure 10 Subdivisions des côtes de l'Arctique de l'Est selon la course du vent, d'après Sempels (1982).

1.3.3.3 Marées

Les marées sont provoquées par l'attraction du soleil et de la lune exercée sur les masses d'eau. Les marées n'ont pas partout la même amplitude. En outre, l'attraction combinée de la lune et du soleil varie cycliquement et produit des rythmes mensuels ou saisonniers du marnage. Les grandes marées ont lieu deux fois par mois et passent par un maximum deux fois par année, aux équinoxes du printemps et de l'automne. Le balancement des marées est habituellement semi-diurne. Il se produit souvent un cycle mixte, de caractère diurne et semi-diurne, entraînant des irrégularités quant au niveau des hautes et des basses marées successives. Dans l'Arctique de l'Est, la hauteur des marées semi-diurnes atteint un maximum dans la partie nord de la baie Baffin, l'amplitude (le demi-marnage) atteignant 80 cm et passant à 60 cm dans le détroit de Lancaster. L'amplitude est réduite au sud jusqu'à zéro, au niveau d'un point amphidromique vis-à-vis du cap Hewett. Encore plus au sud, l'amplitude s'accroît jusqu'à 80 cm vis-à-vis du cap Dyer et, de là, s'accroît encore plus rapidement au sud. La hauteur des marées diurnes est plus uniforme que celle des marées semi-diurnes partout dans la baie Baffin, l'amplitude atteignant 25 à 30 cm et diminuant en direction sud (Fissel, 1982).

Les marées ont deux effets sur les rivages : elles engendrent des courants de marée et renforcent ou réduisent l'action des vagues sur le rivage. Les courants de marée sont dus aux flux et au reflux des marées. Ce sont des courants importants dans les régions où le marnage est considérable ou dans les régions dont la configuration côtière réduit les déplacements horizontaux de l'eau. Quand les courants de marée sont assez puissants, ils contribuent à redistribuer les sédiments. L'efficacité des vagues varie en fonction inverse du marnage, parce que l'énergie est dissipée sur une plus grande hauteur de plage quand le marnage est au maximum (Hayes, 1975). En outre, les marées hautes peuvent conduire les ondes de tempête plus haut sur les plages.

1.3.3.4 Glace

Il est fort probable que dans l'Arctique de l'Est, la glace soit le facteur principal de contrôle des mécanismes littoraux. L'effet le plus important de la glace est sans contredit de bloquer la génération des vagues et de protéger le rivage de l'action de ces dernières (Owens et McCann, 1970; Taylor et McCann, 1976). La glace de mer diminue la course et amortit les vagues; elle a aussi pour effet immédiat de réduire considérablement le niveau énergétique des vagues. Dans l'Arctique de l'Est, la période de génération des vagues est limitée à quelques mois seulement (McCann, 1973) et certaines années, la glace ne se disloque pas dans certaines régions.

Il se forme aussi de la glace sur les rivages (Short et Wisemann, 1973, McCann et Carlisle, 1972; Kovacs et Mellor, 1974; Adams, 1977), celle-ci agissant comme une barrière contre les vagues. Cette zone de glace fixée, souvent appelée pied de glace, est formée avant l'engel et persiste jusqu'après la dislocation de la banquise. Autrement dit, la période pendant laquelle les rivages n'ont pas de glace, et sont donc à la merci des mécanismes littoraux, est plus courte que la période d'eaux libres. On s'entend pour dire qu'un pied de glace agit comme une couche de protection jusqu'à sa fonte, après quoi le transport des sédiments peut avoir lieu. Des travaux récents au cap Hatt laissent croire que la formation et l'agrandissement des pieds de glace impliquent une certaine redistribution du substrat.

La glace agit aussi directement sur les plages. Quand la glace des rivages a fondu, le vent soufflant sur la banquise peut pousser les floes sur la plage. Quand la glace s'échoue, elle repousse les sédiments en bancs. Il se produit également un affouillement dans l'avant-côte. Les bourguignons échoués sont parfois ballotés par les vagues et creusent d'importantes dépressions tout en protégeant la partie haute de la plage. Ils laissent souvent de larges creux dans la plage quand ils fondent. La glace en zone intertidale nuit aussi au transport normal des sédiments (Taylor, 1981). Les sédiments eux-mêmes peuvent être pris dans la glace quand l'eau interstitielle gèle, modifiant ainsi le degré normal d'érosion (Taylor, 1980b).

1.4 Végétation de l'Arctique de l'Est

Les régions arctiques et alpines ont des régimes climatiques uniques, ce qui n'est pas le cas de leur végétation, car il y a peu d'espèces indigènes. Tous les types de plantes arctiques ont une contre-partie ailleurs dans le monde. Beaucoup d'espèces toundratiques sont circumpolaires et sont adaptées à une vaste échelle d'habitats et de conditions écologiques. Les écosystèmes de l'Arctique comptent généralement peu d'espèces, mais beaucoup de plantes. L'abondance et la distribution de la végétation de l'Arctique sont limitées par un certain nombre de facteurs de l'environnement, notamment la courte saison de croissance, le froid, le peu de précipitations, les sols peu évolués ou pauvres en éléments nutritifs, le pergélisol et les vents fréquents. En général, il y a peu de végétation, mais des conditions locales favorables peuvent donner lieu à la formation de microhabitats riches en végétation. Quand cela se produit, la production primaire peut être comparable à celle des prés d'herbacées en climat tempéré (Peterson, 1976).

Les études sur la flore arctique montrent que la distribution de celle-ci dépend largement de la topographie et du substrat et qu'il n'existe pas toujours des types régionaux de végétation. Les habitats peuvent différer considérablement à l'intérieur de régions

assez petites, ce qui peut faire varier considérablement la composition spécifique et la production. C'est bien ce qu'on observe sur les côtes aux nombreux fiords, les monts et les plateaux de la partie est de l'île Baffin et de l'île Devon qui comportent des habitats très différents et qui abritent une végétation tout aussi variée.

Il existe également un rapport entre la nature du substrat et la quantité comme la composition de la couverture végétale. À l'exception de certaines petites communautés luxuriantes (Polunin, 1948), la quantité et la variété des plantes sont plus restreintes sur les strates sédimentaires paléozoïques de la presqu'île Brodeur et de la péninsule Borden, de la partie ouest de l'île Ellesmere, de l'île Devon et de l'île Baffin.

Beaucoup de clés artificielles de la végétation de l'Arctique ont été utilisées jusqu'ici. En termes d'abondance relative, la végétation a été décrite comme abondante dans le Bas-Arctique, clairsemée dans l'Arctique moyen et très maigre dans le Haut-Arctique. Trois grands types de communauté ont été observés dans l'Archipel arctique : les toundras à Carex et à herbacées, les semi-déserts polaires et les déserts polaires (Polunin, 1951). La végétation de l'île Baffin a été décrite dans les termes suivants: 1) végétation des champs de roches ou des déserts rocheux, 2) landes rocheuses à Lichens et 3) landes à Lichens buissonnants. Wilson (1976) a décrit la végétation du parc national d'Auyuittuq en termes de communautés vivant sur des champs de roches, des toundras d'Éricacées et d'arbustes nains, des toundras d'herbacées et en communautés de rivage et de congères.

L'absence d'une clé généralement reconnue complique les descriptions par région. Néanmoins, l'étude des principaux types de communautés demeure instructive.

Les champs de roches ou déserts de roches se trouvent là où la végétation est éparse sur des bas-plateaux, des basses-terres assez dénudées et des plaines d'origine sédimentaire. Les espèces ligneuses et les éricacées sont absentes. Les Lichens crustacés et foliacés poussent sur les roches et les surfaces dénudées tandis que d'autres Lichens, des Bryophytes, des plantes en coussinet et des plantes à feuilles en rosette telles les Saxifrages, poussent sur les sols rocheux environnants. On y retrouve le Pavot arctique (Papaver radicatum), une espèce pionnière résistante, ainsi que des graminées à inflorescence en épi et des herbacées pérennantes. Il y a peu de couverture par les plantes vasculaires, habituellement moins de 20 pour cent (Bliss, 1975). Les champs de pierres regroupent les déserts et semi-déserts polaires tels que ceux définis par Polunin; ils se sont formés partout dans les bas-plateaux non modifiés par le passage des glaciers des îles Baffin et Devon.

Les toundras diffèrent des champs de pierres en ce qu'elles ont une couverture continue ou presque continue de petits arbustes, d'herbacées, de Lichens et de Bryophytes. Les toundras se sont formées sur des terrains abrités tandis que les prés toundratiques se trouvent normalement dans les basses-terres côtières, les vallées de fiords et certains bas-plateaux protégés. Les bas-plateaux, les pentes et les tills sableux sont parfois couverts d'une toundra appauvrie, dominée par les lichens, notamment le Lichen des caribous (Cladonia sp.). Les Carex, les herbacées à inflorescence en épi, les Saules arctiques (Salix arctica) et Dryas integrifolia sont souvent dispersés au milieu du Lichen dans ces toundras.

Les toundras mouillées ont une couverture végétale plus dense, dominée par les graminées et les joncs. Dans les secteurs très mouillés, il y a abondance de Linaigrette (Eriophorum sp.) et de Carex hydrophytes. Dans les sols à texture fine contenant de la glace interstitielle, le gélisoulèvement produit souvent une toundra humide à buttes de gazon. Dans les endroits favorables, par exemple la partie sud de l'île Baffin, une végétation variée d'arbustes nains et d'essences ligneuses parvient à pousser.

Les Carex et graminées halophytes parviennent à se développer normalement dans les secteurs côtiers de l'Arctique. Il n'y a habituellement pas de communautés capables de s'implanter dans les avant-plages à cause de l'action destructrice des vagues et de la glace. Une couverture végétale ouverte, dominée par la Sabline (Arenaria peloides), par l'Élyme des sables (Elymus arenarius) et par Armeria maritima parvient à s'implanter sur les plages sèches et sableuses au-delà de la ligne des hautes eaux. Il s'établit parfois des communautés à végétation rabougrie dans les marais salés et les plages constituées de sédiments fins comme le sable ou la boue. Cette communauté est caractérisée par la présence de graminées calcicoles (Pucinellia officinalis), les Carex et le Cochleria officinal (Cochlearia sp.).

Il se forme par endroits une végétation luxuriante un peu partout dans l'Arctique de l'Est. Dans les régions où une épaisse couverture de neige assure une bonne quantité d'humidité durant l'été, les communautés des plaques de neige jouent un rôle important dans les régions montagneuses. Suivant la persistance de la neige, la végétation peut être très abondante. Les communautés des plaques de neige sont généralement formées de graminées, notamment les Carex, les Saxifrages, l'Oxyrie digyne (Oxyria digyna), la Renoncule naine (Ranonculus pygmaeus) et certaines Bryophytes. Il peut exister aussi une végétation dense le long des rives de certains cours d'eau puisque celles-ci offrent humidité et protection contre le vent. On trouve des microhabitats très riches autour des nids d'oiseaux, d'anciennes agglomérations inuit, de terriers de lemming et de prés fréquentés par le boeuf musqué.

On connaît mal la distribution géographique de la végétation de l'Arctique de l'Est. Des études écologiques et botaniques à caractère local ont été menées sur l'île Bylot (Drury, 1962), au voisinage des agglomérations de l'île Baffin (Polunin, 1948), sur l'île Coburg (Muller, 1979) et à l'inlet Truelove du côté nord de l'île Devon (Bliss, 1975), mais aucune carte phytogéographique détaillée n'a été tracée. Les basses-terres Truelove forment une plaine côtière riche; il y a un bon nombre d'années maintenant qu'elles servent à la recherche écologique dans le cadre du Programme biologique international. Quoique peu nombreux et de faible superficie, de tels prés de type toundratique sont parfois très importants pour un grand nombre de mammifères et d'oiseaux.

L'abondance des microhabitats est révélatrice de la rigueur du milieu arctique. En effet, les plantes tirent profit du moindre avantage, que ce soit la protection contre le vent, des conditions hydriques un peu plus favorables, une meilleure exposition au soleil ou un sol enrichi d'éléments nutritifs.

2 Géomorphologie sous-marine de l'Arctique de l'Est

Ce sont les premiers explorateurs de l'Arctique qui ont commencé à étudier le fond des mers boréales. Leurs premières études ont été suivies par les études hydrographiques effectuées par les océanographes soviétiques dans les années trente et quarante et récemment, par les travaux des scientifiques du ministère des Mines et des Levés techniques, de l'Institut océanographique de Bedford et de la Commission géologique du Canada. Il semble y avoir une importante bibliographie de la géomorphologie sous-marine de l'Arctique de l'Est, mais les données recueillies proviennent essentiellement de levés géophysiques et géologiques ponctuels, ce qui a mené à l'énoncé de théories souvent contradictoires sur l'origine et la structure tectonique de l'Arctique de l'Est. La région étudiée regroupe le détroit de Smith, le détroit de Jones, le détroit de Lancaster, la baie Baffin et le détroit de Davis.

2.1 Détroit de Smith

Dans le détroit de Smith, le fond de la mer passe de 300 m au nord à 700 m au sud. L'examen des isobathes a conduit Pelletier (1964) à penser que le côté est du détroit est formé de la partie submergée de la côte ouest du Groenland et qu'il n'existe pas de plateau continental. Il peut exister un étroit plateau continental du côté ouest du détroit, vis-à-vis de la côte sud-est de l'île Ellesmere. L'uniformité bathymétrique de ce plateau tiendrait au fait qu'il est formé d'une roche en place horizontale ou d'une surface d'érosion submergée. Comme les profondeurs du côté est sont semblables à celles du côté ouest, Pelletier (1964) en arrive à la conclusion qu'il y a eu submersion et que le modelé s'est formé à l'air libre. Dans la partie nord du détroit de Smith, le relief s'est formé autour d'un axe est-ouest. Cet alignement est plus

apparent dans l'est où Pelletier (1964) a montré le prolongement des promontoires et des vallées de la terre ferme jusqu'aux parties côtières du détroit.

Le modèle géomorphologique du détroit de Smith a été davantage raffiné par des mesures géophysiques (King et Barrett, 1973; Hood et Bower, 1974, 1975). Des levés aéromagnétiques et par réflexion sismique révèlent l'existence de deux grands axes géologiques. Le premier est un chenal bathymétrique central de 500 à 700 m de profondeur et qui suit le trait nord-sud du détroit de Nares. Au sud de la région de Thulé, le chenal s'incurve vers le sud-est. Ce changement de direction peut résulter du décapage glaciaire dans la région de la baie Inglefield (Groenland). Au sud, le socle acoustique et magnétique semble se situer près du fond de la mer. Au nord, des anomalies magnétiques graduelles font penser qu'il y a plus de 4 km de sédiments faillés et plissés reposant au-dessus du socle magnétique (Keen et Barrett, 1973). Le deuxième axe est constitué par une ceinture linéaire d'anomalies négatives en direction nord-ouest entre l'île Parry et l'île Carey, en partant de Thulé. Kenn et Barrett (1973), comme Hood et Bower (1974, 1975), sont d'avis que ces anomalies indiquent l'existence d'un fossé monoclinal atteignant 20 km de profondeur dans l'est et près de 10 km de profondeur dans l'ouest. Bien qu'ils manquent encore de données, Keen et Barrett (1973) sont d'avis que les failles et plissements mineurs observés dans les couches sédimentaires les plus superficielles résulteraient d'une activité tectonique puisque le bassin de formation sédimentaire est orienté de la même façon que les fossés du Précambrien dans la région de Thulé. Ils croient aussi que le bassin délimité dans le détroit de Smith aurait sensiblement le même âge et la même origine.

2.2 Détroit de Jones

Le détroit de Jones est profond de 550 m, son profil transversal prend la forme d'un U évasé et il a pour particularité un haut-fond à moins de 100 m à son entrée ouest. Des vallées submergées en U débouchent dans le détroit 200 à 300 m au-dessus du fond. Elles sont prolongées sur terre par des vallées glaciaires dont la tête est occupée par des calottes (Pelletier, 1964 et 1966). Des données sismiques recueillies en 1971 indiquent que le socle acoustique est assez proche de la surface. Les sédiments se seraient déposés dans des bassins formés de part et d'autre d'une remontée du socle acoustique, le pendage des lits se conformant à la structure sous-jacente. Un certain nombre de failles récentes a perturbé la séquence sédimentaire et on croit que vers l'entrée du détroit, des failles importantes avec un important déplacement vertical se sont ouvertes (Keen et Barrett, 1973).

A l'entrée est du détroit de Jones, le détroit de Glacier et le détroit de Lady Ann séparent les îles Ellesmere, Coburg et Devon. Le détroit de Glacier est peu profond tandis qu'un chenal de 500 à 700 m de profondeur occupe l'axe du détroit de Ladyann; ce serait le prolongement du détroit de Jones (Pelletier, 1964).

2.3 Détroit de Lancaster

Le fond du détroit de Lancaster a été cartographié en 1960 au cours d'un levé hydrographique intensif mené à bord du navire océanographique canadien, le N.S.C. Baffin. Des sondages indiquent la présence d'un large bassin à 250 m de fond du côté est et à 500 m de fond du côté ouest, la profondeur maximum atteignant 950 m. Une pente atteignant 25% a été enregistrée sur la côte nord près de Dundas Harbour; elle s'adoucit progressivement vers l'ouest. La paroi sud est semblable à la paroi nord, mais la pente est plus douce (Buckley, 1971). Pelletier (1966) et Buckley (1971) rapportent que des vallées tributaires submergées en U débouchent dans le détroit entre 200 et 300 m du fond et qu'elles sont reliées à des vallées glaciaires sur la terre ferme. L'inlet de l'Amirauté et la baie Croker sont deux auges suspendues de ce type. Toutes deux comportent un seuil assez peu profond, un chenal légèrement plus profond à travers le seuil et une vallée profonde en U derrière celui-ci (Buckley, 1971).

Des études géophysiques et hydrographiques menées en 1973 (Lewis et al., 1974) et en 1976 (Lewis et al., 1977) montrent que le fond est irrégulier. Une auge comblée d'une couche sédimentaire d'une centaine de mètres traverse la région située du côté nord de l'axe central du détroit. Une deuxième auge comblée d'une couche de moins de 90 m de sédiments part de l'inlet du Prince-Régent, se dirige au nord dans le détroit, d'où elle s'incurve vers l'est, du côté sud de l'axe central. La roche en place s'élève entre les deux auges en un axe soulevé le long duquel la roche affleure en perçant une couche sédimentaire assez mince (Lewis et al., 1974).

Les principaux sédiments trouvés dans le détroit de Lancaster sont constitués d'un mélange d'argile et de silt auquel sont incorporées différentes quantités de sable et de gravier. Le gravier, souvent des cailloux et des galets sub-anguleux, recouvre le fond de la mer à proximité de la côte et de la crête centrale (Lewis et al., 1974). Au sud de l'île Devon, les courants sur le fond de la mer semblent avoir trié les particules les plus fines de la moraine glaciaire et avoir laissé des secteurs pavés de cailloux et de galets.

L'enregistrement en 1970 et en 1971 d'anomalies magnétiques renforce l'hypothèse selon laquelle le détroit de Lancaster est un fossé tectonique puisque les côtés nord et sud sont encadrés de failles. Le pendage régional nord porte à penser que la subsidence a été plus importante du côté nord que du côté sud du détroit (Keen et al., 1972a; Keen et Barrett, 1973; Lewis et al., 1977).

2.4 Baie Baffin

Le fond de la baie Baffin, entre 200 et 400 m sous le niveau de l'eau dans la partie nord et communiquant sans interruption avec le fond du détroit de Smith, s'abaisse jusqu'à plus de 2 300 m de profondeur au sud. Elle est bordée en entier à l'est par la côte ouest du Groenland, tandis que la limite ouest est discontinue et est constituée des îles le plus à l'est de l'Archipel arctique canadien. La baie, orientée du nord au sud, atteint 1 300 km de longueur et 450 km de largeur dans sa partie centrale.

2.4.1 Partie nord de la baie Baffin

Il existe dans la partie nord de la baie Baffin un plateau et un talus continentaux distincts dont la pente est un peu plus raide dans l'est que dans l'ouest. Le modelé est à collines et ressemble à un promontoire submergé qui aurait déjà été exposé, altéré et décomposé par les agents atmosphériques. A deux cent vingt-quatre kilomètres au large, il passe à une surface en pente régulière qui plonge jusqu'à 600 m (Pelletier, 1966; Keen et al., 1972a). Le plateau continental semble avoir été prolongé et le talus réduit par l'accumulation de sédiments provenant de l'archipel et acheminés par le détroit de Lancaster et le détroit de Smith (Pelletier et al., 1974).

2.4.2 Marge est

Le côté est du plateau est large et composé d'une zone intérieure s'étendant jusqu'à 100 km au large et à une profondeur de 300 m et d'une zone extérieure de 150 km dont le fond est en pente douce jusqu'au rebord continental. A partir de ce dernier, le talus continental plonge abruptement jusqu'à une profondeur de 2 000 m. La partie extérieure du plateau varie considérablement en largeur, et se rétrécit rapidement au sud de 71°N de latitude, là où le rebord continental est à 300 m.

Le plateau continental est découpé par de profondes vallées sinueuses partant de la terre ferme et se prolongeant jusqu'à la marge du talus continental. Entre ces canyons, il existe des promontoires ou des interfluves correspondant à un relief équivalent sur la terre ferme (Pelletier, 1966; Pelletier et al., 1974). Au cours d'études détaillées de la partie sud-ouest du Groenland, on a découvert l'existence de chenaux bordiers ayant plusieurs centaines de mètres de profondeur et séparant la partie intérieure de la partie extérieure du plateau continental. En général, ces chenaux ont tendance à être parallèles au rivage et peuvent indiquer le tracé d'une faille ou d'une ligne-charnière dénotant probablement le passage à des séquences du Mésozoïque et du Tertiaire. Johnson et al., (1976) ont suggéré que ces chenaux auraient été creusés par décapage glaciaire lors de glaciations.

Des levés sismiques et aéromagnétiques au-dessus du plateau continental de la baie Melville ont permis de localiser et de mesurer un fossé orienté parallèlement au rivage, du sud-est au nord-est (Keen et al., 1972b; Keen et Barrett, 1973). Le fossé mesure 50 à 60 km de largeur et semble encadré par des horsts dont le sommet est près du fond de la mer. La couche sédimentaire déposée sur le fond du bassin faillé est estimée à sept km d'épaisseur.

2.4.3 Marge ouest

La géomorphologie sous-marine de la côte est de l'île Baffin a fait l'objet d'une étude approfondie par Loken et Hodgsen (1971). Ils font remarquer que le plateau continental varie entre 35 et 60 km de largeur et qu'il s'élargit vers le sud. Il est découpé par une série d'auges tranversales de plus de 600 m de profondeur, disposées au large des principaux fiords. Ces caractéristiques ont aussi été notées et décrites par Pelletier et al., (1974), Levy (1979), Maclean et al., (1981) et Maclean (1977, 1981). Les auges les plus profondes sont situées devant l'inlet Scott et la baie Home où plusieurs fiords fusionnent. Les profils arrondis en U indiqueraient que les auges ont été formées par décapage glaciaire. La taille de celles-ci semble être déterminée par la largeur du cours qu'elles contenaient. On a estimé que des crêtes sous-marines de 30 m, disposées le long des rives de la baie Home, de l'inlet Clyde, de l'inlet Scott et d'autres auges étaient des prolongements sous-marins de moraines latérales (Loken et Hodgsen, 1971; Loken, 1973). Les chenaux bordiers observés devant les côtes soumises à l'action des glaciers du Groenland, du Labrador et de la Norvège n'ont pas leur équivalent sur le plateau continental de l'île Baffin, soit à cause de la genèse structurale de la région, soit à cause de son emplacement par rapport aux zones bordières de dépôt des inlandsis au Pléistocène.

Les auges devant l'inlet Scott et le golfe Buchan ont été le site de récentes explorations géophysiques et géologiques visant à déterminer la possibilité d'un suintement de pétrole au fond de la mer (Levy, 1979; Maclean, 1981; Maclean et al., 1981). Des anomalies ont été observées dans la concentration des résidus pétroliers de la couche épisédimentaire d'eau, dans la colonne d'eau et dans les sédiments non consolidés des auges de Scott et de Buchan. Le suintement le plus régulier a été observé dans la partie extérieure de l'auge de l'inlet Scott, près de la paroi sud où des strates sédimentaires s'appuient sur une pointe du socle.

Les données de réfraction sismique recueillies dans la région nord du plateau continental de Baffin présentent une série de terrasses séparées l'une de l'autre par des bandes de terrain en pente plus raide. Les sédiments en dessous de la terrasse centrale semblent être considérablement dérangés et les profils de réflexion sismique portent à croire que ce peut être le résultat d'un

affaissement très étendu qui se serait produit lors d'une des assez nombreuses secousses simiques enregistrées dans la région (Keen et al., 1972b). Des structures semblables à ces terrasses ont été trouvées du côté sud sur la partie du plateau continental située entre le cap Dyer et l'île Broughton; ces structures indiqueraient la position d'anciens niveaux de la mer. L'examen de la section sédimentaire du fond marin dans laquelle les sables et les graviers se sont mélangés avec la boue témoigne aussi de variations survenues au niveau de la mer. La couleur des sédiments proches de la surface témoigne d'un milieu réducteur tandis que la couleur des sédiments sous-jacents témoigne d'un milieu oxydant. L'on suppose qu'au plus fort des périodes de glaciation, l'exposition du plateau continental a pu engendrer l'oxydation de ces sédiments. Quand, par la suite, il y eut transgression, un milieu réducteur a pu se former (Baker et Friedman, 1973). Ces sédiments superficiels sont présentement attaqués par les déplacements d'icebergs. Un sondage sonar à balayage latéral du plateau au cours de l'été 1976 a montré que de grands secteurs du fond étaient décapés, même à des profondeurs de plus de 250 m (Falconer, 1977).

La pente du talus continental varie de 2° à 4°, la pente générale s'adoucissant du nord au sud. Ce sont des pentes douces en comparaison à celles d'autres rivages soumis à l'action des glaciers, pouvant atteindre 30°. Bien que les pentes sont en général douces et régulières, il y a aussi quelques petits seuils avec des pentes de 25°. Ceux-ci ont peut-être été formés récemment par des mouvements de l'écorce terrestre ou encore, sont le résultat d'affaissements locaux (Loken et Hodgsen, 1971).

2.4.4 Partie centrale de la baie Baffin

La partie centrale de la baie Baffin dépasse parfois 2 300 m, c'est-à-dire qu'elle est 5 à 10 fois plus profonde que la plupart des chenaux de l'Arctique. Le fond de la mer est constitué d'une plaine abyssale plane qui ne semble pas avoir été érodée par les agents atmosphériques. Le bassin central est encadré à l'est et à l'ouest par des talus continentaux en pente raide, qui ne semblent pas eux non plus avoir été soumis à l'action des agents atmosphériques comme les plateaux continentaux sur lesquels ils sont appuyés (Pelletier, 1966). La baie Baffin a fait l'objet au cours des dix dernières années d'études géophysiques et géologiques approfondies dans l'intention de découvrir une croûte océanique et dès lors de retracer l'origine de la baie. Les données recueillies au cours de nombreuses expéditions indiquent l'existence d'une croûte océanique dans la partie centrale de la baie Baffin, comme l'illustre la figure 11 (Keen et al., 1972a et b; Wetmille, 1974; Pelletier et al., 1974; Hood et Bower, 1975; Jackson et al., 1977). Nous n'avons cependant aucune preuve de l'existence d'une dorsale enfouie dans la baie et des zones de fractures n'ont pas été délimitées. L'on discute encore des preuves de l'existence ou de l'absence de bandes d'anomalies magnétiques que l'on considère comme

indicatrices de l'expansion du fond océanique. Keen et al., (1972a et b) estiment que rien n'indique l'existence ou l'inexistence de telles bandes, tandis que Hood et Bower (1974), ainsi que Beh (1975), en confirment l'existence dans la partie nord de la baie Baffin.

2.4.5 Détroit de Davis

Dans le détroit de Davis un seuil, appelé souvent le seuil de Davis, s'étend entre le cap Dyer sur l'île Baffin et le Groenland. La profondeur minimum dans le détroit est d'environ 400 m. Au nord, la profondeur passe à 2 300 m dans la baie Baffin tandis qu'au sud, dans la mer du Labrador, elle est supérieure à 3 000 m. Le plateau et le talus continentaux sont bien développés sur le côté est et ils n'ont pas d'équivalents du côté ouest. De ce côté, le large plateau continental se confond avec le seuil. Ce dernier a un modelé irrégulier et le fond est creusé par endroits de chenaux profonds. (Jezeck, 1972; Wallace, 1973).

Le détroit de Davis est une région capitale pour la compréhension de l'origine de la baie Baffin et de la mer du Labrador. Les extrémités du seuil de Davis appuyées sur la terre sont infiltrées par des roches basaltiques d'origine magmatique et datant du Tertiaire. Si l'on en trouvait tout au long du seuil, il pourrait s'agir du site d'un panache de convection en soulèvement.

2.4.6 Origine et évolution de la baie Baffin

Il circule plusieurs théories concernant l'origine de la baie Baffin. Si l'on s'entend pour reconnaître que la plaque eurasienne s'est formée par écartement de la cordillère de Nansen au cours des 40 à 60 derniers millions d'années, il n'en va pas de même pour l'origine du plateau continental amérasien, qui comprend la région de la baie Baffin. La croûte océanique a été découverte par levés géophysiques dans la baie Baffin, mais ceux-ci n'ont pas apporté la preuve de l'existence de bandes d'anomalies magnétiques ou d'une dorsale.

Un modèle primitif suggéré par Keen et al., (1972b) suppose qu'au cours du Crétacé supérieur, le Canada s'est séparé du Groenland en creusant une partie de la mer du Labrador et de la baie Baffin. A ce moment-là, l'axe de rotation passait par l'île Bathurst. Pendant le Tertiaire supérieur, l'axe s'est déplacé dans l'océan Pacifique et la dérive des plaques le long de la baie Baffin est devenu translationelle à hauteur du détroit de Nares. Dans la baie Baffin plusieurs traits structuraux et géologiques confirment cette théorie. Selon ce modèle, la baie Baffin et la mer du Labrador sont fermées au départ et les basaltes du Tertiaire présents d'un côté et de l'autre du détroit de Davis viennent s'emboîter l'un dans l'autre sans chevauchement. Les basaltes ont un âge approprié et cette théorie confirme l'hypothèse formulée par

Hood et Bower (1975), selon laquelle le seuil de Davis est une zone de fracture. Le soulèvement qui se serait produit au cours du Tertiaire supérieur ou de la première phase du creusement de la baie Baffin pourraient expliquer la formation de montagnes surplombant la côte est de l'île Baffin. Des roches sédimentaires peu déformées reposent sous la majeure partie du nord de la baie Baffin; elles sont particulièrement épaisses sous le plateau continental nord devant le détroit de Lancaster. Ces sédiments pourraient provenir de la région inuitienne de l'archipel qui se serait soulevée au cours du Crétacé inférieur et du Tertiaire supérieur. Les matériaux arrachés par érosion à cette masse terrestre auraient pu être concentrés dans un bassin de dépôt dans la partie nord de la baie Baffin (Pelletier et al., 1974). Hood et Bower (1975) ont émis l'hypothèse que des failles instables à trois ramifications se sont formées à l'entrée du détroit d'Hudson, dans le secteur de l'île Disko et dans la partie nord de la baie Baffin, près du détroit de Lancaster, et ce au moment où le Groenland s'est séparé du Canada au niveau de failles transformantes. La faille à trois ramifications du détroit d'Hudson a été formée entre un fossé tectonique du détroit, une faille transformante (figure 11) et la dorsale de la mer du Labrador. Les mouvements au niveau de cette jonction ont pu contribuer à la formation de fossés observés au fond du détroit de Cumberland et de la baie Frobisher. Une jonction à trois ramifications dans la région de l'île Disko expliquerait l'existence d'un trait ayant l'apparence d'un fossé tectonique disposé entre la terre ferme et l'île. Une troisième jonction à trois ramifications à l'extrémité de la partie nord de la baie Baffin, entre le détroit de Nares et le détroit de Lancaster, expliquerait le fossé tectonique du détroit de Lancaster et la présence d'une importante faille d'est en ouest dans cette région. Les modèles construits à partir des bandes d'anomalies magnétiques relevées dans la mer du Labrador font penser que le creusement de la baie Baffin serait associé à une de ces jonctions dans la région du détroit de Lancaster (Jackson et al., 1977). Le fossé de la baie Melville, comblé de basaltes dans son extrémité sud, pourrait être un aulacogène ou un "faux départ" pour la création d'un fossé dans la région de la baie Baffin (Hood et Bower, 1975).

L'existence d'un bassin sédimentaire de l'Algonkien disposé devant l'embouchure du détroit de Smith semble aller à l'encontre de la possibilité d'un mouvement au niveau du détroit de Nares. Dans la partie nord de la baie Baffin, des structures sédimentaires semblables sont restées assez peu perturbées par les fractures ou les failles. On ne peut expliquer ce peu de déformation que par la "théorie de l'expansion du fond océanique", soit que les dépôts se soient accumulés après que le fond de la mer ait cessé son expansion, soit que les sédiments aient été entraînés avec le fond (Keen et al., 1972b; et Keen et Barrett, 1973). Keen et al., (1972b) font remarquer que la mer du Labrador ne peut être complètement fermée sans un important chevauchement des continents dans la partie nord de la baie Baffin. La continuité des anomalies

magnétiques du détroit de Nares montre qu'il y a eu peu ou pas de décalage à cet endroit. Enfin, un modèle montrant l'île Ellesmere et le Groenland loin de leur position actuelle avant la dérive ne correspond pas à la géologie de la région (Kerr, 1980).

Selon une autre théorie, l'on suppose que le Groenland s'est séparé du Canada quand la baie Baffin s'est formée par enfoncement de la croûte continentale (Beh, 1975). Le soulèvement initial aurait été accompagné d'activités volcaniques et de formation de crevasses, ensuite de l'enfoncement de la marge. Les marges sous la baie Baffin montrent bien qu'il y a eu volcanisme durant le Tertiaire, suivi d'un épisode de sédimentation marine au cours du Crétacé. Le soulèvement se serait produit au cours du Tertiaire comme en témoigneraient les brèches basaltiques laissées au niveau de la mer ou tout près sur l'île Disko (Jackson et al., 1977; Keen et al., 1972a et b). Cependant, même en faisant abstraction de l'excellente correspondance de la pointe sud du Groenland et de l'encoche côtière du Labrador, la minceur inhabituelle de la croûte sous la baie Baffin est exactement à l'opposé de ce qui se produit normalement quand la croûte continentale s'enfonce.

Une théorie rapprochant les deux extrêmes a été proposée par Kerr (1980); le détroit de Nares serait une structure transformante avec un léger rejet horizontal vers la gauche, un léger écartement rotationnel et une importante subsidence de la croûte continentale par son amincissement et son affaissement.

L'origine des détroits de l'Archipel arctique ont été étudiée par Fortier et Morley (1956). Ils avaient supposé qu'il s'agissait d'un réseau fluvial submergé et modifié par le passage des glaciers, qui drainait une seule masse de terre au cours du Tertiaire. Selon cette hypothèse, les rivières devenues les détroits de Smith, de Jones et de Lancaster, ainsi que celles drainant la côte est de l'île Baffin, déversaient leurs eaux dans la baie Baffin (Pelletier, 1964 et 1966). Durant le Pléistocène, les glaciers ont suivi les réseaux de drainage déjà en place et ont modifié le paysage en créant des fiords le long de la côte est de l'île Baffin et un profil plus arrondi et plus profond dans les détroits de Lancaster et de Jones. Les traits glaciaires existent bel et bien dans les principaux détroits et le long des marges de la baie Baffin, mais on arrive mal à concilier la notion d'une masse unique pourvue de son réseau de drainage à la configuration actuelle et à la notion d'une expansion du fond océanique vers la même date.

3 Tectonique

La tectonique est une spécialité de la géologie qui porte sur l'étude de la structure de l'enveloppe terrestre, soit l'assemblage régional de traits structuraux et de déformation, les rapports entre les deux, leur origine et leur évolution. Les cartes tectoniques

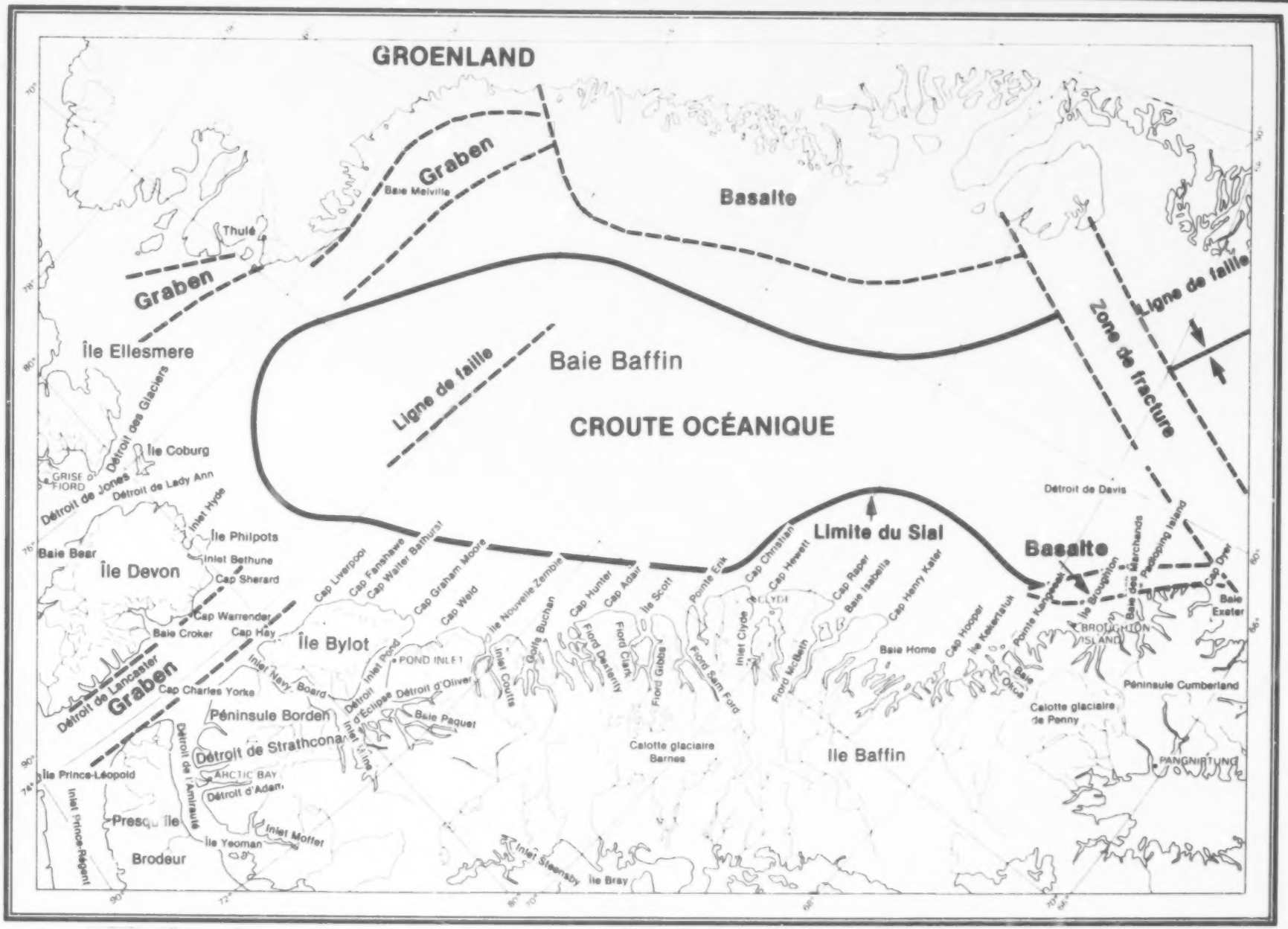


Figure 11 Régions géologiques et tectoniques déterminées d'après des levés géophysiques, selon Hood et Bower, 1975.

donnent une idée de l'architecture de la lithosphère en présentant les structures ainsi que l'âge et le type des roches sur lesquelles ces structures sont superposées (Bates et Jackson, 1980).

La majeure partie de l'Arctique de l'Est est constituée par une partie du Bouclier canadien, une vaste région de roches précambriennes couvrant près de la moitié du Canada. Le Bouclier lui-même a été divisé en sept provinces et 34 sous-provinces compte tenu de différences au niveau des tendances structurales et des styles de déformation (Stockwell, 1982; Douglas, 1980). Différentes orogenèses ou périodes de déformation, notamment par poussées, plissements et faillage des couches extérieures et supérieures, ainsi que les plissements par déformation plastique, le métamorphisme et le plutonisme des couches intérieures et profondes, expliquent les principales différences observées au niveau des tendances structurales. Les provinces et sous-provinces diffèrent des ceintures orogéniques en ce qu'elles ne comportent pas seulement des roches déformées par des mécanismes orogéniques, mais aussi des couches superficielles non dérangées et une variété d'intrusions postorogéniques.

L'âge relatif des géosynclinaux peut être évalué sur le terrain par l'examen des discordances angulaires et par le tronquement de structures anciennes par des plus récentes. Avec la datation isotopique, c'est-à-dire la mesure de l'âge géologique absolu par comparaison de l'abondance relative d'un élément et d'un isotope, il est maintenant possible d'obtenir une confirmation de l'âge et de délimiter géographiquement les différents secteurs orogéniques. La datation par isotopes naturels comporte, malheureusement, une importante marge d'erreur inhérente et il est impossible d'obtenir des âges précis. Pour contourner ce problème, les types orogéniques sont définis par un type de pierre dans une région type. Les régions types constituent des standards et le calcul de plus en plus précis de leur âge ou des erreurs de corrélation n'entament pas la validité des unités types.

Ce schéma conduit à diviser le Bouclier en quatre orogenèses. Le Kénoranien est défini comme la dernière période importante de plissement, de métamorphisme et de plutonisme généralisés dans la province du lac Supérieur, désignée région-type. De la même façon, le Hudsonien a été défini dans la province de Churchill, l'Elsonien, dans l'ouest de la province Nain et le Grenvillien, dans la province Grenville. Les âges isotopiques couvrent une fourchette importante à l'intérieur de chaque province, mais, en histogramme, ils sont groupés de telle façon que l'orogenèse dominante apparaît. L'on éprouve des difficultés à calculer la durée de toute orogenèse, essentiellement à cause de l'imperfection des méthodes, mais comme les erreurs tendent à s'annuler, chaque groupe de dates fournit une valeur moyenne significative soit, par province-type, 2 500 millions d'années pour le Kénoranien, 1 750 millions d'années pour le Hudsonien, 1 400 millions d'années pour l'Elsonien et 1 milliard d'années pour le Grenvillien.

Comme les orogenèses correspondent à des périodes, les noms employés dans les régions-type servent à décrire des orogenèses contemporaines qui sont même très éloignées l'une de l'autre. Plusieurs des provinces réunissent des orogenèses plus anciennes ou plus jeunes que la dominante. C'est pourquoi il existe une certaine corrélation entre les orogenèses de différentes provinces. L'Arctique de l'Est est largement constitué par une partie de la province de Churchill. L'histogramme de cette province met en exergue un groupe d'âge correspondant à l'Hudsonien et un groupe secondaire correspondant au Kénoranien, mais essentiellement rien correspondant à l'Elsonien et au Grenvillien. Parfois, les effets des orogenèses dominantes sont tellement marqués qu'il est impossible de détecter des formations plus anciennes. C'est la dernière orogenèse dominante qui donne ses particularités structurelles à chaque province.

Les quatre orogenèses datées, chacune suivie d'un épisode d'érosion, forment la base chronostratigraphique du Précambrien comme ci-dessous:

Éon	Ère	Sous-ère	Orogenèse Âge moyen au K-Ar des micas (en millions d'années)
	Hadrynien		
		Néohélikien	Grenvillien (1,000)
Algonkien	Hélikien		Elsonien (1,400)
		Paléohélikien	
	Aphébien		Hudsonien (1,750)
Archéen			Kénoranien (2,500)

Les plus grands intervalles chronogéologiques sont les éons. L'Algonkien et l'Archéen sont deux éons constituant un classement chronologique grossier d'unités lithostratigraphiques mal définies. L'Archéen regroupe toutes les roches présentes ou mises en place au cours de l'orogenèse du Kénoranien, de même que toutes les roches plus anciennes (Stockwell, 1976). L'Algonkien a été divisé en trois ères : l'Aphébien, l'Hélikien et l'Hadrynien; l'Hélikien est

lui-même divisé en deux sous-ères, le Paléohélikien et le Néohélikien, chacun se terminant en même temps que l'orogenèse correspondante tandis que l'Hadrynien se termine au début du Cambrien.

Le terrain gneissique constituant la majeure partie de l'île Baffin est formé de roches métamorphiques archéennes, surtout des granitoïdes avec faciès d'amphibolites ayant un sous-faciès supérieur et un sous-faciès inférieur. Ceux-ci auraient été mis en place ou métamorphosés il y aurait 2,8 milliards d'années. L'orogenèse kénoranienne, le plutonisme granodioritique et le métamorphisme auraient transformé la plupart des roches archéennes il y a 2,55 milliards d'années. Au commencement de l'Aphébien, le terrain archéen s'était largement métamorphisé en un faciès d'amphibolites sous une pression modérée à élevée et sous une température de l'ordre de 450 à 700°C. Dans ce faciès métamorphique, les roches basiques sont caractérisées par les hornblendes et les plagioclases tandis que les roches pélitiques le sont par les micas, l'almandin, la staurolotite et la kyanite ou la sillimanite. Suivant une période de soulèvements et d'érosion, trois importantes séquences aphébiennes de Lowe ont été déposées en une plate-forme sur un miogéosynclinal (des sédiments s'avançant progressivement en coin dans la mer sur une marge continentale en eau peu profonde) et sur un eugéosynclinal (sur un talus continental) dans les parties centrales, sud-est et sud-ouest de l'île Baffin. Des plutons granitiques ont été mis en place il y a 2 milliards à 1,9 milliard d'années et la région a subi l'intense orogenèse de l'Hudsonien et un métamorphisme il y a 1,964 milliard d'années et 1,6 milliard d'années. Après que la déformation Hudsonienne ait cessé, le métamorphisme a continué à s'exercer, conférant aux roches un faciès de granulite en plusieurs endroits épars sur l'île Baffin et sur l'île Bylot. Ces faciès sont caractéristiques d'un métamorphisme régional qui s'est exercé en profondeur, sous de grandes pressions et à des températures supérieures à 650°C. Dans ce faciès, les roches basiques sont caractérisées par la diopside, l'hypersthène et les plagioclases; les roches pélitiques sont caractérisées par la sillimanite ou la kyanite, les feldspaths à perthites, l'almandin et souvent la cordiérite. Il s'est formé dans le centre-sud de l'île Baffin beaucoup de plutons massifs, à monzonite et à monzocharnockite quartziques. Certains ont pu être fondus et recristallisés en place et on pense que la plupart des charnockites contiennent une quantité importante de matériel granitique archéen et aphébien. Il a pu se produire jusqu'à 20 km de soulèvement après l'orogenèse du Kénoranien et jusqu'à 30 km de soulèvement dans cette partie de l'île Baffin, suite à l'orogenèse hudsonnienne. La croûte de l'île Baffin atteignait probablement 60 à 70 km à un certain moment précédant l'Hélikien et on pense qu'elle atteint actuellement 32 km d'épaisseur (Jackson et al., 1977). Des strates néohélikiennes et peut-être des dykes diabasiques de l'Hadrynien ont pu être modifiés par un métamorphisme peu accentué à des températures atteignant

300°C. Les strates du Phanérozoïque ne dépassant pas le faciès des schistes verts n'ont pas subi ce métamorphisme. D'abondantes failles se sont formées depuis l'Hélikien, divisant l'île Baffin en trois grands blocs inclinés et relevés du côté nord-est (Jackson et Morgan, 1978).

4 Géologie de l'Arctique de l'Est

La géologie est une science portant sur l'étude du globe, des substances qui le composent, des mécanismes intervenants, des produits formés, de l'histoire de la planète et des formes de vie trouvées depuis son origine. Dans l'Arctique de l'Est, les études géologiques commencées avec les premiers explorateurs sont toujours en cours. La Commission géologique du Canada a effectué de nombreuses études sur le terrain dont les résultats ont paru dans beaucoup de revues.

4.1 Géologie de la partie sud-est de l'île Ellesmere

Le socle au-dessous de la partie sud-est de l'île Ellesmere est constitué de deux groupes distincts de roches : des gneiss sombres à feldspath-quartz, d'aspect granitique à l'ouest de la pointe King Edward VII; des quartzites, gneiss et calcaires cristallins d'aspect métasédimentaire à l'est de la pointe. Les deux groupes contiennent des masses de leucogranites ou de pegmatite-aplite en proportions variables.

Les gneiss sombres contiennent des quartz, des plagioclases et de la biotite en petite quantité. La foliation peu accentuée résulte de la disposition en parallèle de cristaux de biotite formant des taches et le caractère gneissique est le résultat de la ségrégation de gros cristaux feldspathiques. La plupart de ces gneiss ont un grain moyen et certains ont une texture isogranulaire. Il existe en petites proportions des veines, des dykes et des masses irrégulières de fledspath quartzique blanc, ainsi que des structures lenticulaires par endroits.

L'île Coburg et la partie située à l'est de la pointe King Edward VII reposent sur une plus grande variété de roches gneissiques. Certaines sont semblables à celles décrites plus haut, sauf que l'on y trouve aussi des roches grenatiques et des calcaires cristallins. La roche contient par endroits jusqu'à 50 pour cent de pegmatite blanche dans des filons-couches irréguliers et des dykes. Ces pegmatites contiennent des quartzs, des plagioclases, certains feldspaths potassiques et assez souvent, du grenat, de la biotite et de la muscovite.

Le leucogranite constitue une partie importante de la roche trouvée entre le glacier Wilcox et le glacier Cory. Au contraire des pegmatites blanches, ces filons-couches de leucogranites contiennent souvent des minéraux différents de ceux de la roche

originelle. Ces masses peuvent indiquer une zone d'intrusion ou un métasomatisme coincidant avec la marge ouest du terrain métasédimentaire situé à l'est de la pointe King Edward VII.

Les deux régions lithologiques précambriennes ont des directions structurales contrastantes. Dans le terrain métasédimentaire est, la stratification et la foliation sont prédominantes et sont dirigées vers le nord-nord-ouest. Dans le terrain granitique ouest, la foliation est variable, mais elle est principalement orientée vers l'est.

Un affleurement discontinu de calcaire cristallin semble être une relique d'une strate ou d'une zone de strates; il constitue la formation frappante du monument Princesse-Charlotte à la pointe sud-est de l'île Coburg. Quelques dykes diabasiques de cinq à 30 m de largeur, répandus ici et là, sont généralement dirigés vers le nord ou le nord-est.

Le calcaire, la dolomie et le grès du Paléozoïque inférieur reposent de façon non concordante sur les gneiss constituant le soubassement. La formation d'enclaves et l'apparition d'affleurements épars de roches du Paléozoique sont le produit du léger pendage nord à ouest de la discontinuité, de la présence de failles et de la nature fortement découpée du terrain. Les failles dirigées entre l'est et le nord recoupent toutes les unités de roches en place. Les strates du Paléozoïque le long de la côte sud sont en léger pendage vers le nord, peut-être par suite du basculement de blocs faillés. À la pointe du cap Sud, les strates forment des plis très rapprochés et dirigés vers l'est. Le pendage est variable et généralement modéré. Ces plissements tranchent nettement dans une région de grosses structures légèrement inclinées (Christie, 1961; Frisch et Morgan, 1978).

4.2 Partie est de l'île Devon

Sur la côte nord de l'île Devon, les roches du Précambrien sont constituées principalement de gneiss à quartz-feldspath-biotite, de légèrement à fortement feuilletées et généralement dirigées vers l'est. On peut les diviser en deux groupes : les gneiss granitoïdes peu feuilletés et les gneiss grenatifères très feuilletés. Des gneiss granuleux gris foncé peu feuilletés et des structures cataclastiques sont souvent observés dans ces deux groupes.

Il y a de ces gneiss granitoïdes entre l'inlet Sverdrup et le cap Sparbo; ils sont habituellement de grain moyen à grossier. Des veines pegmatitiques occasionnelles ont essentiellement la même minéralogie que l'encaissant et ont par endroits des contacts progressifs. À l'est du cap Hardy, les gneiss peu feuilletés cèdent la place à un gneiss gris très feuilleté à zoné et à une roche granitoïde. Il y a davantage de roches à structure mylonitique et

cataclastique vers l'est. Dans cette région, la structure feuilletée s'est constituée dans un plan parallèle à la direction régionale des gneiss.

Le gneiss grenatifère formant le deuxième grand groupe, est exposé dans le fond des vallées au sud du cap Newman Smith. Il semble être d'origine métasédimentaire et il est dirigé vers l'est-sud-est. Des roches à structure cataclastique sont fréquemment observées au sud et à l'est de la pointe Belcher.

Sur la côte est de l'île Devon, les roches du Précambrien sont constituées par des gneiss granitoïdes à quartz-feldspath, des gneiss subgranitoïdes feuilletés et des gneiss à quartz-feldspath grenatifères, feuilletés ou zonés. Cette richesse des types est due à l'intersection par la côte des structures prévalentes à l'est. Une zone de gneiss grenatifère très feuilleté affleure au sud du cap Fitz Roy et passe sous la rive nord du profond inlet. La côte coincée entre l'inlet au sud du cap Fitz Roy et du cap Parker est constituée de gneiss granitoides peu feuilletés. Au sud du cap Parker, les gneiss sont nettement zonés, et sont principalement leucrocratiques et grenatifères. A Hodgson Head, ils deviennent quartzitiques, avec des zonations à plat et avec des intrusions pegmatitiques abondantes. Sur l'île Philpots, ils sont très feuilletés à zonés au nord et gris et presque massifs au sud. La côte entre l'île Philpots et le cap Sherard est constituée surtout d'affleurements de gneiss à quartz-feldspath granuleux, biotitique et gris pâle à foncé ou brun.

Sur la rive sud de l'île, les roches précambriennes sont constituées de gneiss cataclastiques foliés, zonés ou uniformes, qui sont bien exposés entre le cap Sherard et la baie Croker. A l'est de Dundas Harbour, le gneiss est souvent foncé, avec des boudins, des inclusions, des zones bréchiques et des plis ptygmatiques. À l'ouest, il devient leucocratique et comporte souvent des lentilles de biotite ou de grenat. Le long de la rive sud, la roche zonée et feuilletée est dirigée vers l'est ou le nord-est, mais avec des variations locales considérables.

Il existe deux types de dykes sur l'île Devon, abondants par endroits, notamment du côté nord de l'île Philpots et au sud du cap Sparbo. Ce sont des dykes dioritiques pré- ou syncinématiques et des dykes diabasiques postcinématiques. Ils sont globalement dirigés vers le secteur situé de l'est au sud-est. Les contacts sont souvent nets, parfois avec une légère pénétration dans l'encaissant et ils prennent souvent une texture porphyroblastique.

Les failles sont bien en évidence dans les couches paléozoïques de la partie est de l'île Devon et il existe des linéaments que l'on suppose être des failles dans le terrain précambrien. La plupart de ces traits sont dirigés vers l'est et beaucoup d'entre eux sont sinueux. En général, l'on peut décrire l'est de l'île Devon comme

étant constitué d'un soubassement ressemblant à un horst partiellement recouvert d'un mince placage de strates paléozoiques très peu déplacés (Christie, 1978).

Sur l'île Devon, les strates du Paléozoïque apparaissent en une succesion monoclinale en léger pendage ouest, de telle sorte que des formations du Cambrien et de l'Ordovicien sont observées à l'est, tandis que des formations de l'Ordovicien, du Silurien et peut-être du Dévonien apparaissent à l'ouest. À Dundas Harbour, les roches du Précambrien sont recouvertes de façon non concordante par la formation Rabbit Point du Cambrien inférieur. Par-dessus se sont ajoutées les formations de Bear Point et Ooyahgah, du Cambrien moyen, les formations de Mingo River et de Nadlo Point de l'Ordovicien inférieur et la formation de Croker Bay, de l'Ordovicien moyen. A l'inlet Burnett et à l'inlet Sverdrup, le soubassement du Précambrien est recouvert de strates atteignant au moins 400 m d'épaisseur, la tranche superficielle datant probablement de l'Ordovocien (Fortier et al., 1963).

4.3 Presqu'île Brodeur et péninsule Borden

Des roches granitiques et gneissiques de l'Aphébien constituent les plus vieilles unités trouvées sur la presqu'île Brodeur et la péninsule Borden. Dans la partie nord de la péninsule Borden, des roches cristallines s'étendent vers l'est à partir de la calotte glaciaire située au fond de l'inlet Elwin jusqu'à l'inlet Navy Board; elles comprennent des gneiss grisâtres ou rosés, de granulométrie moyenne à grossière et à plagioclases-quartz-microclines, avec des quantités variables de minéraux ferromagnésiens. Dans la partie sud de la péninsule Borden, la datation isotopique montre que les roches remontent à l'Aphébien. L'île Yeoman est constituée d'un complexe cristallin remontant à l'Aphébien (Blackadar et al., 1976b).

La plus vieille unité de l'Hélikien, la formation de Nauyat, est constituée de coulées basiques assez peu altérées, de roches basaltiques massives et de basaltes amygdaloïdes. Dans la partie nord de la péninsule Borden, les coulées basaltiques sont sombres et leur épaisseur est estimée à environ 300 m. Plus de 350 m de ce type de roche sont exposés sur le flanc sud de la péninsule, au sud du détroit d'Adams (Jacks et al., 1978).

La formation du détroit d'Adams, le plus jeune membre du groupe Éqalulik, est constituée de grès pâle de couleur orangé, cimenté par de la silice. L'épaisseur totale de cette unité semble dépasser 300 m et même plus de 1 200 m dans la partie sud de la péninsule Borden. Un contact progressif sépare cette unité de la formation superposée à Arctic Bay.

Une section typique de la formation d'Arctic Bay, le membre le plus ancien du groupe d'Uluksan, est constituée de 120 m de calcaire argileux et de dolomie calcaire noirs, fissiles et à grains moyens à

fins. Sur les terrains structurels, l'épaisseur a été estimée à 600 m le long de la rivière Alfa et à l'est de l'inlet Milne (Blackadar et al., 1967a).

Le profil-type de la formation de Society Cliffs, mesuré près d'Arctic Bay, comprend une couche d'environ 300 m de dolomie gris pâle plus ou moins stratifiée. Cette formation devient plus argileuse vers l'est et elle est séparée des unités superposées par des contacts concordants.

Une succession de couches de dolomie gris foncé à gris pâle et à grains moyens à grossiers, d'un conglomérat et de calcaire intercalé avec du mudstone forme l'unité suivante, la formation de Victor Bay. À l'est du détroit de Tremblay, celle-ci comprend 450 m de strates. Près d'Arctic Bay, le profil-type n'a que 150 m d'épaisseur. Près de Victor Bay, la formation est recouverte de façon concordante par la formation d'Athole Point, mais ailleurs, la formation de Strathcona forme la couche sus jacente.

Un contact progressif sépare les unités précédentes de la formation d'Elwin. Cette dernière est constituée d'un assemblage de grès quartzitique ou silteux rougeâtre ou orangé et de schistes micacés disposés en alternance. La formation a plus de 150 m d'épaisseur.

Des dykes basiques semblables à ceux trouvés dans le nord de la baie Baffin font intrusion dans toutes les strates plus âgées que les strates du Paléozoïque. Certains des dykes dirigés vers le nord-ouest ont plus de 150 m d'épaisseur et la plupart de ceux dirigés vers le nord sont étroits.

Il existe une légère discordance angulaire entre les strates du Paléozoïque et plusieurs formations de l'Hélikien et une discordance angulaire prononcée entre les strates du Paléozoïque et des roches remontant à l'Aphébien. Le profil des strates datant du Paléozoïque comprend les roches du groupes Admiralty, principalement des formations fluviales ou intertidales du Cambrien ou de l'Ordovicien inférieur, dont certaines sont peut-être en corrélation avec celles de la partie est de l'île Devon. L'épaisseur de ce groupe varie d'un endroit à l'autre, mais peut dépasser 600 m.

L'unité suivante est constituée par la formation de Ship Point, de l'Ordovicien moyen ou peut-être inférieur. Elle est séparée des strates sous-jacentes par une discordance simple qui pourrait être associée à une importante lacune datant du Cambrien supérieur. La formation est constituée de dolomies dont la granulométrie varie de fine à microcristalline; elle a entre 100 et 300 m d'épaisseur.

Le groupe Brodeur est superposé à l'unité précédente et est constitué par du calcaire cryptocristallin, de la dolomie et des évaporites bréchiques, de même que des couches stromatolitiques. Ce groupe ne semble être présent que dans la partie nord de la presqu'île Brodeur.

Dans la partie nord de la presqu'île Brodeur, les roches du Paléozoique forment une partie d'une structure arquée, le pli monoclinal Brodeur; d'une façon générale, elles sont légèrement inclinée vers le nord-ouest. Dans la partie sud-ouest de la presqu'île, les strates sont généralement disposées horizontalement. Sur la côte nord de la péninsule Borden, une ceinture de strates est en pendage léger vers le nord, tandis qu'elle est essentiellement horizontale vers le nord-ouest. Au centre de la péninsule, ces roches sont là aussi horizontales, mais, par endroits, elles sont dérangées par des groupes de failles. Dans la partie sud, des failles orientées vers l'est marquent la transition entre les roches du Paléozoique et les roches précambriennes (Blackadar et al., 1967c).

Il existe une importante mine de plomb et de zinc du côté sud du détroit de Strathcona, près d'Arctic Bay, la mine Nanisivik dont l'exploitation a commencé en 1976 et qui produit actuellement 150 000 tonnes métriques de minerai par année. L'exploitation devrait durer 15 ans. Le minerai est extrait à longueur d'année, concentré et empilé jusqu'à ce qu'il soit expédié en été. Il a fallu construire une grande piste d'aviation, une base pour plusieurs centaines de personnes et aménager un port en eau profonde dans le détroit de Strathcona.

4.4 Ile Bylot

Des roches profondément déformées et métamorphosées reposent sous la majeure partie des secteurs nord, est et centre de l'île Bylot. Il semble que l'orogenèse de l'Hudsonien a été le dernier événement important de déformation et de métamorphisme dans la région. Les deux tiers de ce complexe sont composés de gneiss stratifiés qui sont peut-être d'origine métasédimentaire. Les strates ont une épaisseur de l'ordre du centimètre jusqu'à plus de 30 m et ont une composition contrastée. Certaines sont quartzofeldspathiques et d'origine métasédimentaire tandis que certaines roches granitoïdes, granitiques et pegmatitiques semblent être le produit d'une recristallisation et d'un métasomatisme in situ. Certaines strates contiennent beaucoup de biotite, de la hornblende et du pyroxène. Certains secteurs sont constitués par des migmatites contenant une grande quantité de pegmatite et d'aplite. La monzocharnockite forme un imposant pluton de plus de 2 500 km^2. Il existe près du cap Hay quelques petits affleurements de ce "batholithe de Bylot". Ce type de roche est généralement très déformé et il est caractérisé par du quartz lenticulaire, des lentilles de feldspath étirées et parfois par une

texture porphyritique. Des roches anorthosiques et de monzonite pyroxénique semblent être reliées génétiquement à la monzocharnockite. Quelques secteurs du nord et de l'ouest de l'île Bylot sont constitués par de la monzonite quartzitique feuilletée ressemblant à la monzocharnockite.

Un important soulèvement et l'érosion ont suivi l'orogenèse hudsonienne et ont précédé le dépôt des groupes d'Eqalulik et d'Uluksan durant l'Hélikien. Ces groupes, apparemment de plus de 2 600 m d'épaisseur, semblent avoir été déposés dans un milieu en plate-forme.

La majeure partie de la formation sus-jacente d'Adams Sound est constituée d'une séquence de couches rouges dont le membre inférieur est un dépôt fluvial et le membre supérieur, un dépôt mince en plate-forme. En certains endroits, cette formation est constituée de grès sans impuretés.

La formation d'Arctic Bay repose de façon concordante sur la formation d'Adams Sound. Le granoclassement vers le haut de ce dépôt mince en plate-forme du grès au siltstone et au schiste, puis aux roches clastiques et aux carbonates. Pareille progression pourrait témoigner de l'érosion graduelle de la source des sédiments clastiques.

La formation de Society Cliffs constitue l'unité sus-jacente concordante. Elle est constituée principalement par de la dolomie déposée sur une plate-forme mince de carbonates et de lentilles de schistes et de gypse produites dans les battures évaporitiques et les lagunes.

La formation de la baie Victor est caractérisée par des conglomérats et des brèches.

Les roches de l'Hélikien sont légèrement plissées et ont des axes dirigés vers le nord-ouest. Il y a eu formation de blocs faillés, ce qui a pu être à l'origine de la formation de brèches d'ablation dans les formations d'Arctic Bay, de Society Cliffs et de Victor Bay. Des dykes diabasiques de la fin du Précambrien pénètrent dans toutes les roches plus anciennes; ils font partie des dykes Franklin, un vaste essaim s'étirant en un arc géant tendu entre le Grand lac de l'Ours et l'île Baffin. Ces dykes ont 700 millions d'années et ont dû être pénétrés après la déformation des strates de l'Hélikien (Fahrig, 1971).

Des strates du Phanérozoïque, c'est-à-dire des roches du Cambrien et des roches plus récentes, sont bien exposées le long des rives du détroit d'Eclipse. L'épaisseur du groupe d'Eclipse est estimée à plus de 1 000 m et les strates sont légèrement plissées le long d'axes dirigés vers le nord-ouest.

Il n'y a pas de concentration de minéraux d'intérêt économique sur l'île Bylot. À quelques endroits on y trouve de la magnétite, de la malachite, de la sidérite, du gypse et du charbon (Jackson et al., 1975).

4.5 Partie nord de l'île Baffin

La plus grande partie du nord de l'île Baffin repose sur des gneiss et des migmatites de l'Archéen et de l'Aphébien recoupés par des dykes et des filons-couches granitiques ou basiques recoupés. Quelques petits plutons de gabbro et de monzonite de quartz ont été pénétrés avant l'orogenèse hudsonienne et quelques massifs plus importants ont un granoclassement progressif menant à la migmatite, mais dont on peut encore discerner l'origine métasédimentaire et métavolcanique. Des petits plutons et des dykes de granite ou de granodiorite sont restés non métamorphosés et datent probablement de la fin de l'activité tectonique. Bien que toutes ces roches aient un âge correspondant à l'Hudsonien, plusieurs massifs présentent une certaine similarité avec des unités correspondantes de l'Archéen dans la région des lacs Icebound (Jackson et al., 1975).

Le profil de l'Hélikien est constitué par des sédiments légèrement plissés et non métamorphosés des groupes d'Eqalulik et d'Uluksan, ayant 3 000 m d'épaisseur. Dans la partie nord de l'île Baffin, le groupe d'Eqalulik est représenté par la formation du détroit d'Adams et le groupe d'Uluksan par les formations d'Arctic Bay, de Society Cliffs, de Victor Bay et d'Athole Point. Ces formations s'appuient de façon discordante ou sont en contact de faille avec des roches plus anciennes.

Le profil de l'Hadrynien est constitué par des dykes diabasiques dirigés vers le nord-ouest et appartenant aux dykes de Franklin, tandis que le profil du Phanérozoïque est constitué par le groupe d'Éclipse, soit environ 1 200 m de strates.

La partie nord de l'île Baffin peut recéler des gisements d'intérêt économique. Tant les falaises Society que la formation inférieure d'Arctic Bay et la formation supérieure de Victor Bay peuvent contenir des dépôts de sphalérite, de galène, d'argent, de chalcocite, de chalcopyrite, de pyrite, de marcasite et de fluorite. Des couches de gypse et de charbon affleurent en plusieurs endroits. Une réserve de minerai de fer estimée à 130 millions de tonnes métriques a été trouvée récemment au sud de l'inlet Milne. La mise en valeur de ce dépôt de Mary River aurait des répercussions considérables puisqu'il faudrait construire une ville, aménager un port en eau profonde et assurer le transport du minerai.

4.6 Partie centrale de l'île Baffin

Les roches de la partie centrale de l'île Baffin ont été divisées en deux grands groupes : 1) le groupe de Mary River qui se prolonge vers l'ouest de manière discontinue entre l'inlet Scott et la calotte glaciaire de Barnes et la baie Grant-Suttie sur la côte ouest de l'île Baffin et au nord jusqu'au détroit d'Éclipse; 2) le groupe de Piling qui s'étend à partir d'un point au sud de l'inlet Scott et à partir de la calotte de Barnes vers le nord-est jusqu'au lac Nettilling et au fond du détroit de Cumberland.

Le soubassement de gneiss assis sous le groupe de Mary River a été évalué par datation isotopique à 2 552 ± 42 millions d'années, mais sans doute ces roches existaient-elles il y a 2 800 millions d'années (Wanless et Loveridge, 1978; Jackson, 1978). D'après les datations, les roches du groupe de Mary River auraient entre 2 100 et 2 600 millions d'années, avec un groupement de 2 100 à 2 200 millions d'années. À l'échelle régionale, il est possible que les roches observées dans la région de Mary River (au sud de l'inlet Milne) soient plus récentes que celles de la région de la baie Grant-Suttie sur la côte ouest de l'île Baffin.

En termes de pétrologie, les roches constituant le groupe de Mary River sont formées de roches métavolcaniques intermédiaires à basiques, d'intrusions basiques et ultrabasiques, d'une diversité de roches métasédimentaires et de quelques roches métavolcaniques acides (Jackson et Taylor, 1972). Les roches métasédimentaires apparaissent en lentilles de paraschistes et paragneiss à biotite-muscovite-quartz-feldspath dans l'unité de base du groupe. Ces couches basales comprennent aussi des formations de fer. Ce sont des couches à texture généralement fine, composées de couches minces de magnétite, de quartz et d'hématite disposées en alternance. Il n'est pas rare de trouver des couches presque pures de magnétite et d'hématite pouvant atteindre un mètre de largeur. Les formations de fer sont recouvertes de façon concordante par les formations supérieures du groupe de Mary River, des schistes métamorphosés et de grauwackes.

En 1961, Andres et Ives (Andres et al., 1971) ont découvert un affleurement très restreint de roches sédimentaires reposant de façon non concordante sur le gneiss du Précambrien à environ 40 km au nord-ouest de la calotte glaciaire de Barnes. La roche sédimentaire était constituée de calcaire impur et finement feuilleté. Des études palynologiques ont révélé l'existence de 74 spécimens identifiables d'angiospermes et de ptériodophytes qui remonteraient tout au plus au Crétacé ou peut-être au Tertiaire. Les gisements les plus proches qui seraient à peu près contemporains de cette roche sont situés près du cap Dyer au sud-est et sur les îles Reine-Élizabeth au nord-ouest. Le fait d'observer cette roche à dos d'une colline peut signifier qu'il s'agit d'un faillage postdépositionnel et d'un réseau de drainage bien ramifié.

Au sud du groupe de Mary River, les roches du groupe Piling affleurent à l'est de l'inlet Steensby et au sud de la calotte de Barnes jusqu'à la partie nord de la calotte de Penny (Jackson et Morgan, 1978; Jackson et Taylor, 1972). Le groupe de Piling s'appuie de façon non concordante sur un soubassement gneissique; les seuls âges calculés pour ce groupe sont de 1 665 à 1 805 millions d'années. L'on pense que les roches de ce groupe ont été déposées tôt dans l'Aphébien et ont subi une orogenèse durant l'Aphébien. Elles sont caractérisées par la présence de roches métasédimentaires dont le litage est normalement bien conservé.

Le groupe de Piling est constitué par des quartzites, des marbres, des paragneiss riches en quartz, des amphibolites et des grauwackes. De gros massifs de charnockite et de monzonite de quartz se sont formés en dykes, en sills, en masses irrégulières et en un groupe massif occupant des dizaines de milliers de kilomètres carrés dans la partie sud de l'île Baffin. La plupart des roches portent les traces d'un métamorphisme de degré élevé datant de l'Aphébien supérieur (Wanless, 1970) et certaines ont pu s'être recristallisées en place. La région de la baie Home a été étudiée en détail par Tippett et al., (1980). Le complexe formant le soubassement constitue le noyau de la plupart des structures importantes et a probablement formé un substratum lors de la sédimentation du groupe de Piling.

4.7 Partie sud de l'île Baffin

Le groupe de la baie Hoare, une épaisse succession de roches métasédimentaires et de roches volcaniques intermédiaires à basiques, intensément déformées et datant probablement de l'Aphébien, affleure presque partout dans la partie sud de la péninsule de Cumberland (Jackson, 1971; Jackson et Taylor, 1972). Sur le plan lithologique, ces roches ressemblent plus à celles du groupe de Mary River qu'à celles du groupe de Piling. On croit que par métamorphisme, elles ont acquis le faciès des amphibolites comprenant des schistes et des gneiss à mica-hornblende-feldspath-quartz, des amphibolites et des schistes et gneiss à biotite-hornblende (Jackson et Morgan, 1978).

La datation de ces roches a permis de les évaluer entre 1 721 et 1 740 millions d'années, tandis que Pidgeon et Howie (1975) ont rapporté que certaines charnockites dataient de 1 900 à 20 millions d'années. Il est probable que le groupe de Hoare Bay a subi une orogenèse au cours de l'Aphébien supérieur.

De petites plaques basaltiques du Tertiaire apparaissent par intermittence le long de la côte, près du cap Dyer et au nord-ouest. Elles reposent directement sur un soubassement du Précambrien ou sur une mince séquence de sédiments (Clarke et Upton, 1971). Ces derniers sont constitués par du sable meuble, du grès impur, des schistes et des conglomérats ayant certaines

caractéristiques suggérant une origine continentale. La flore fossile qu'ils contiennent date du Paléocène. Ces gisements restreints sont importants parce qu'ils présentent des similitudes avec les basaltes de la partie ouest du Groenland. Cela pourrait signifier que la partie ouest du Groenland et l'île Baffin seraient des fragments d'un ancien plateau basaltique continu, maintenant divisé par la baie Baffin.

5 Géologie des formations glaciaires

La région englobant la partie est de l'île Baffin, l'est de l'île Devon et le sud-est de l'île Ellesmere porte les marques de l'action glaciaire qui a modifié le modelé tout au cours du Pléistocène et de l'Holocène et qui se poursuit toujours. Le paysage actuel de la partie est de l'île Baffin et de la partie sud-est des îles Reine-Élisabeth est marqué directement ou non par l'action glaciaire. Celle-ci s'exerce actuellement, soit en bordure de la glace, soit par le travail des mécanismes fluvio-glaciaires et de la compensation glaciaire isostatique. Les bas-plateaux qui ne sont pas couverts de glace forment des nunataks, des cirques et des vallées en U. La région compte en abondance des moraines, des deltas, des sandurs et des séquences de plages suspendues, autant que des tills ou couvertures de matériaux transportés. Bien que l'action glaciaire contribue pour beaucoup à la formation du paysage actuel, la région est aussi soumise aux actions fluvio-glaciaires, périglaciaires, littorales et marines.

5.1 Chronologie

Le Quaternaire est caractérisé par d'importantes variations climatiques, une série d'importants épisodes glaciaires et par l'émergence de l'Homme. Cette période couvrant les deux ou trois derniers millions d'années de l'histoire de la terre et comprend deux époques, le Pléistocène et le Récent (ou encore, l'Holocène), une courte époque non glaciaire.

Au cours du Pléistocène, à peu près 30 pour cent de la surface de la terre et 97 pour cent de la surface du Canada, ont été enfouis sous les glaces. À l'heure actuelle, les glaces recouvrent 10 pour cent de la superficie du globe et 1 pour cent de la superficie canadienne (Prest, 1976).

Le tableau 2 donne la séquence des grands événements du Quaternaire. Traditionnellement, on admet qu'il y a eu au cours du Pléistocène quatre grandes glaciations, celles du Nebraska, du Kansas, de l'Illinois et du Wisconsin, chaque événement durant environ 100 000 ans. Ils ont été séparés par les intervalles interglaciaires Afton, de Yarmouth et du Sangamon, d'une plus grande durée. Durant ces intervalles, le climat devenait aussi clément, sinon plus, que le climat actuel et il y avait retrait des glaciers, les terres émergées étant largement déglacées. Les grandes avancées

glaciaires comprenaient aussi de courts épisodes non glaciaires, appelés interstades. Dans ces périodes plus chaudes, les glaciers diminuaient considérablement, mais ne disparaissaient pas des continents.

Un important interstade connu dans la partie sud du Canada est employé pour diviser le Wisconsin, notre dernière glaciation, en l'étape inférieure du Wisconsin et en l'étape supérieure classique. Le terme de glaciation de Foxe est employé pour décrire l'extension maximale du Wisconsin classique dans l'Arctique de l'Est.

Nos connaissances des glaciations dans la région sont très inégales. Certains endroits ont fait l'objet d'enquêtes poussées, notamment la partie nord de la péninsule de Cumberland et Clyde sur l'île Baffin. D'autres régions n'ont fait l'objet que d'une reconnaissance aérienne. Ce déséquilibre est à la source de complications concernant l'interprétation au niveau régional, étant donné qu'il est souvent impossible de faire correspondre des caractéristiques et événements glaciaires d'une région données à des traits et événements glaciaires de régions contiguës (Nelson, 1980).

Pendant le Pléistocène et depuis, beaucoup de changements complexes se sont produits en très peu de temps et dans de petites régions. Parfois de grandes avancées et retraits glaciaires se sont produits en quelques dizaines d'années ou en quelques siècles seulement. Dans certaines régions, les limites actuelles des glaciers s'arrêtent à quelques kilomètres seulement de leur ligne maximum d'avancée. La complexité même de la chronologie glaciaire, quand elle est rapprochée à la brièveté de certains des changements opérés et à la petitesse des régions touchées, ne permet qu'une connaissance essentiellement hypothétique de la situation régionale. Bien que les grandes tendances des cent mille dernières

Période	Époque	Intervalle Glaciaire	Interglaciaire	Intervalle Glaciaire	Interglaciaire	Age approximatif en années x 10^3
Quaternaire	Récent ou Holocène					0-7
	Pléistocène	Wisconsin		Wisconsin supérieur ou classique		22
				Wisconsin moyen		55
				Wisconsin supérieur		110
			Sangamon			235
		Illinois				375
			Yarmouth			
		Kansas				
			Afton			
		Nebraska				
Tertiaire						2 000 à 3 000

Tableau 2. Chronologie des principaux événements glaciaires Quaternaire

années sont assez bien identifiées et décrites, nous ne comprenons pas le détail des événements et la raison du modelé glaciaire obtenu depuis la dernière glaciation.

Le tableau 3 donne une échelle chronologique remontant à 120 000 ans BP (avant l'actuel) pour deux secteurs de la partie est de l'île Baffin. La chronologie concernant les événements de la rivière Clyde est reprise de façon plus détaillée dans la figure 12 (colonne 4) et celle de la partie nord de la péninsule Cumberland, dans la figure 13 (colonne H). Miller (1973) a dressé une chronologie plus détaillée des derniers 10 000 ans (figure 14).

5.2 Historique des explorations

L'histoire glaciaire de l'est de l'Arctique, notamment de la ligne de rivage est des îles Ellesmere, Devon, Bylot et Baffin, était à peu près inconnue jusqu'aux récents relevés géographiques et géologiques (1962) effectués dans cette région. Les premières expéditions scientifiques (l'expédition Wordie de 1934 et l'expédition à l'île Baffin en 1950 de l'Institut de l'Arctique de l'Amérique du Nord) ont permis de délimiter une large calotte glaciaire sur l'île Baffin (la calotte de Barnes) et indiqué que la région de l'île Baffin pouvait constituer un important laboratoire pour l'étude des phénomènes glaciaires actifs. La constitution durant les années quarante d'un assortiment de photographies aériennes de toute la région de l'île Baffin par l'aviation canadienne s'est avérée une autre bonne source de données se prêtant bien à l'étude de l'histoire glaciaire de l'île Baffin. Cependant, un programme important de recherche n'a pas été entrepris avant le début des années soixante. Le premier programme d'envergure sur le terrain, le levé de 1962 de la calotte glaciaire de Barnes, a été entrepris par la Direction géographique du Canada. Les travaux portaient surtout sur la cartographie de reconnaissance, de même que sur la découverte des processus actifs et des sédiments glaciaires récemment déposés dans la partie centrale de l'île Baffin. D'autres études glaciologiques détaillées ont porté plus particulièrement sur la glaciation du Wisconsin récent dans la partie est de l'île Baffin (parrainées en grande partie par l'Institute of Arctic and Alpine Research) et dans la partie nord de l'île Baffin, sur l'île Bylot et dans la partie sud de l'île Ellesmere (parrainées principalement par la Division des sciences de la terre de la Commission géologique du Canada). Suite aux recherches récentes, l'on dispose maintenant d'une importante quantité d'informations sur l'histoire glaciaire de l'île Baffin; cependant, les études ont gardé jusqu'ici un caractère local et n'ont ainsi pas permis de dégager une image cohérente du Quaternaire dans l'Arctique de l'Est. L'étude des mécanismes glaciaires et celle des sédiments se poursuit toujours, tant par des levés cartographiques sur la terre ferme que par des levés bathymétriques et hydrographiques.

RÉGION DE CLYDE		PÉNINSULE DE CUMBERLAND
(1) HOLOCÈNE		
retrait	présent	retrait
	75 BP*	
	360	
avancées néoglaciaires	790	avancées néoglaciaires
	1660	
	3200	
Optimum climatique postglaciaire	4000 - 8000	optimum climatique postglaciaire
Stade de Sam Ford	8000 - 10,000	Époque de Cockburn
(2) WISCONSIN (Glaciation Laurentide/Foxe)		
11,000 - 65,000 interstades de Quajon		11,000 - 45,000
65,000 - 80,000 stade de Ayr Lake		45,000 - 55,000 stade de Napiat
80,000 - 90,000 intervalle interglaciaire de Cap Broughton		55,000 - 75,000 interstade de Quajon
90,000 - 115,000 stade de Clyde		75,000 - 115,000 stade d'Alikdjuak
115,000 - 120,000 intervalle interglaciaire de Cap Christian		115,000 - 120,000 intervalle interglaciaire de Cap Christian

Tableau 3 Événements glaciaires dans la partie est de l'île Baffin, d'après Andrews et Barry, 1978 et Andrews et al., 1974.

*BP (avant actuel)

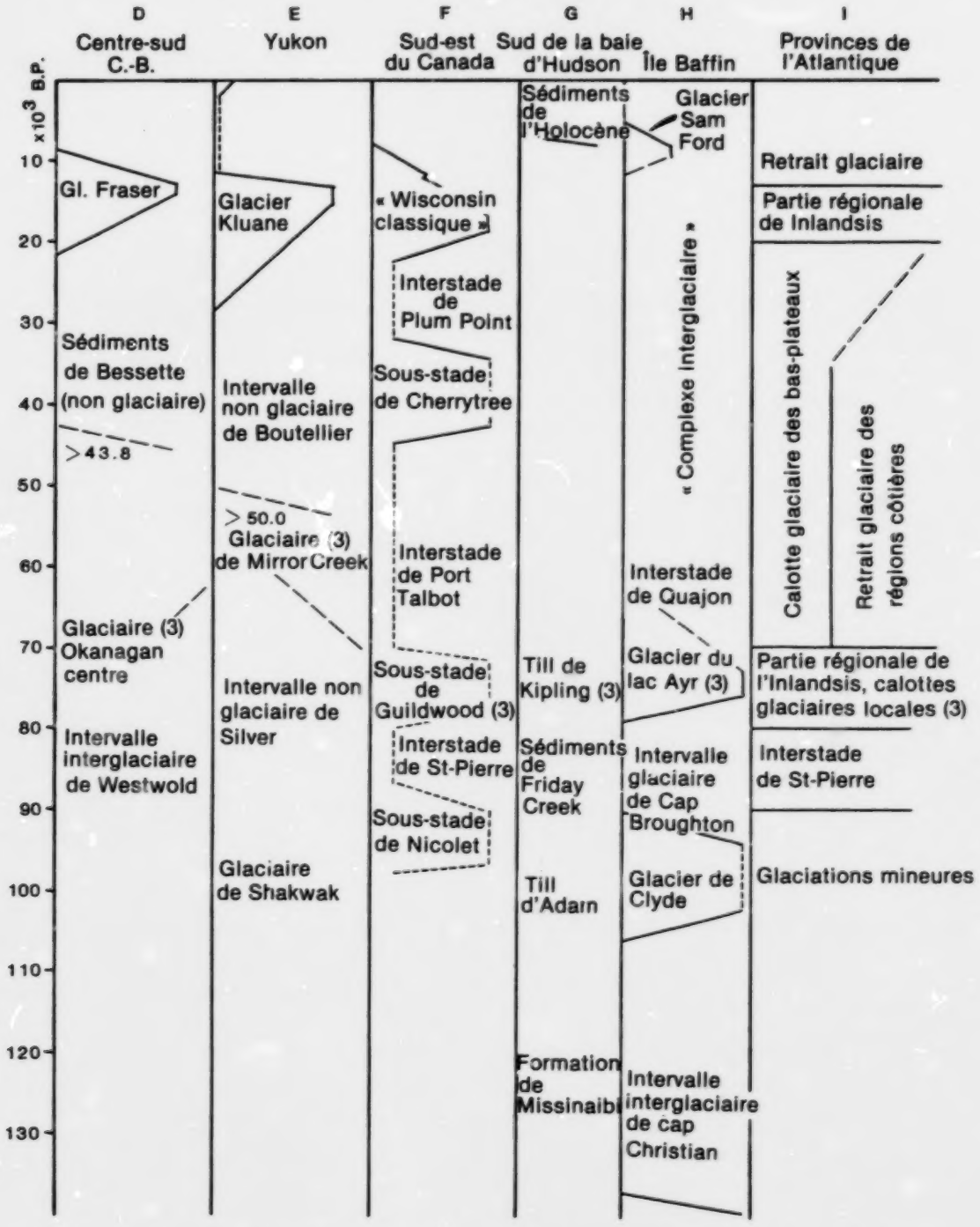


Figure 12 Chronologie glaciaire du Wisconsin dans la région de la péninsule de Cumberland sur l'île Baffin, d'après Andrews et al., 1974.

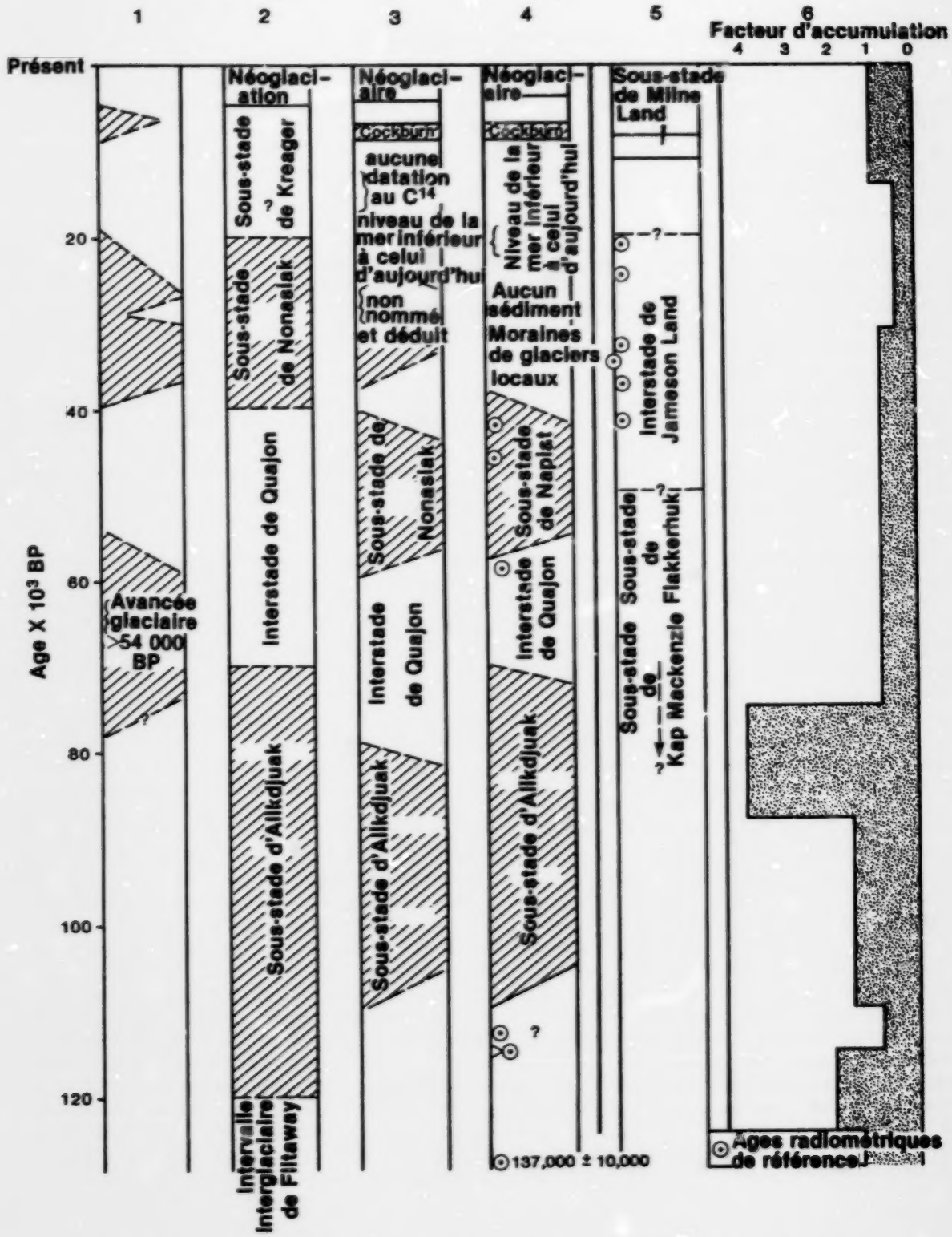


Figure 13 Séquences stratigraphiques régionales de la région de Clyde dans la partie centre-est de l'île Baffin, d'après Andrews et Barry, 1978.

5.3 Méthodes géochronologiques

L'on a fait appel à un grand nombre de techniques pour établir une séquence chronologique des événements glaciaires de l'Arctique de l'Est. En général, ce sont des techniques qui donnent l'âge absolu ou relatif des sédiments ou des traits glaciaires. Elles peuvent servir à calculer les différences d'âge relatif, déterminant ainsi la séquence des événements menant à la formation de traits ou de sédiments.

Les méthodes ou techniques employées lors des études glaciaires de l'Arctique de l'Est peuvent être classées en trois grandes catégories : 1) méthodes géologiques-géomorphologiques, 2) datation géochimique et 3) datation biologique. La datation géologique-géomorphologique et la datation biologique se distinguent en ce qu'elles ne fournissent pas d'âge absolu; elles fournissent une estimation de l'âge relatif quoique, avec une "calibration" par une méthode livrant l'âge absolu, elles peuvent fournir des indications assez exactes sur l'âge absolu. La datation géochimique calcule l'âge réel à partir des changements dans les rapports d'isotopes élémentaires. Ces méthodes permettent de calculer l'âge réel en annés par rapport au temps présent (ans BP).

Le principe fondamental de la datation géologique-géomorphologique est le "principe de superposition" selon lequel les matériaux les plus jeunes reposent sur les matériaux plus anciens (en supposant que les sédiments n'aient pas été déformés). Quand des blocs erratiques recouvrent des formations non consolidées, on peut supposer que ces formations étaient en place avant les glaciations. En corrolaire, il faut admettre que le sol de surface et les modelés glaciaires sont de plus en plus jeunes à mesure qu'on se rapproche de calottes glaciaires ou de glaciers actifs (Blake, 1976). Une autre méthode de datation géologique donne l'âge relatif après analyse de zones d'altération (tableau 4). Dans ce cas, des indices d'altération (par exemple l'usure des galets et des cailloux, la proportion de ces derniers par rapport aux blocs ou l'altération chimique des roches de surface) permettent de déterminer des différences d'âge ou des groupements par âge. L'on suppose que plus les matériaux de surface sont usés, plus la formation qui les contient est âgée. L'abondance ou le groupement de foraminifères (Feyling-Hanssen, 1976) ou des grains de pollen (Short et Jacobs, 1982) est une autre façon de corréler des événements datés dans des formations glaciaires géographiquement distintes. Ces méthodes sont particulièrement commodes lorsqu'elles sont calibrées au moyen de méthodes donnant l'âge absolu, généralement la datation au carbone^{-14}, et donnent un bon ensemble climatique et chronologique de séquences sédimentaires limitées. Les études détaillées d'assemblages minéralogiques à l'intérieur d'unités sédimentaires glaciaires peuvent aussi constituer un index des âges relatifs. Par exemple, l'examen des stries sur les grains d'hornblende s'est révélé un outil commode pour la détermination de

l'âge relatif des sédiments et après calibration au moyen d'une technique de datation absolue, il peut servir à déterminer l'âge absolu des sédiments (tableau 4). L'analyse de la teneur en carbonate des sédiments a été effectuée dans la région étudiée afin de préciser la direction prise par les glaces quittant les secteurs dont la roche en place contenait beaucoup de carbonate vers des secteurs à faible teneur en carbonate (Andrews et Sim, 1964).

La datation géochimique, un outil des plus utiles, donne l'âge absolu des matériaux. La technique la plus courante est la datation au carbone^{-14} (tableau 4), selon laquelle le rapport entre des isotopes naturels donne une mesure directe de l'âge. La série de l'uranium a aussi été étudiée afin d'évaluer de façon limitée l'âge de la région étudiée, malgré une importante marge d'erreur (tableau 4, Kauffman et al., 1971). D'autres techniques géochimiques de datation ne donnent pas l'âge absolu en soi, mais assez de corrélations ont été faites pour permettre de tracer une courbe de calibration adéquate. On pense ici au calcul du rapport des isotopes de l'oxygène dans les carottes glaciaires et au calcul des rapports isomériques d'acides aminés dans les matières organiques contenues dans les sédiments (tableau 4). Les deux méthodes fournissent beaucoup de détails et sont très utiles en ce qui concerne les corrélations entre des séquences géologiques géographiquement distinctes. La méthode du calcul du rapport des isotopes de l'oxygène a contribué aux données sur la température lors de la glaciation ou du dépôt des sédiments.

Une intéressante méthode biologique de datation est celle de la lichénométrie selon laquelle la taille ou la densité des lichens sont employées pour estimer l'âge de sédiments de surface (tableau 4). Par hypothèse, les lichens sont détruits par la couverture glaciaire et ils croissent à vitesse constante sur les roches et affleurements exposés de nouveau à l'air libre. Cette méthode a une bonne précision dans le cas des formations glaciaires récemment exposées.

Toutes ces méthodes ont été utilisées pour déterminer l'âge absolu ou l'âge relatif des événements glaciaires et des sédiments dans l'Arctique de l'Est. Il est important de noter que seulement deux de ces méthodes, la datation au carbone^{-14} et la datation par la série uranique donnent un âge absolu; les autres donnent un âge relatif et leur utilité dépend largement de la possibilité de les calibrer au moyen des méthodes d'âge absolu. Ces deux types de méthodes comportent des sources d'erreur et encore aujourd'hui, beaucoup de ces méthodes de datation, par exemple, par l'altération des roches et par le rapport isomérique d'acides aminés, comportent des marges d'erreur qui restent encore largement inconnues. Il faut insister sur le fait que toutes les méthodes comportent une certaine erreur et que dans certains cas, celle-ci peut atteindre un pourcentage important de l'âge absolu du matériel étudié.

5.4 Profil préquaternaire

Les informations concernant les événements du Préquaternaire ont été recueillies sur des terrains ayant échappé aux dernières glaciations et dans des formations organiques enfouies. Il est probable qu'il ait existé des petits glaciers et des champs de glace durant le Miocène (Tertiaire supérieur) et jusque dans la période pré-Wisconsin (Andrews et Miller, 1976). On connaît peu de chose du Préquaternaire dans l'Arctique de l'Est sinon que la géomorphologie à grande échelle de l'île Baffin est probablement restée inchangée au cours du Pléistocène, mais on décèle des traces d'événements glaciaires et interglaciaires (Craig et Fyles, 1960). L'actuelle surface d'érosion dans les parties centre et sud de l'île Baffin s'est probablement inclinée vers le sud-ouest au cours du Tertiaire, donnant lieu à la formation du réseau de vallées dendritiques et parallèles, avec un déplacement vers l'ouest de la ligne de partage des eaux. Il semble que le dernier inlandsis du pré-Wisconsin ait alimenté des glaciers dans les principaux fiords de la côte nord-est de l'île Baffin et ait formé des glaciers de piémont dans les basses-terres côtières. Les vallées profondes contenant des langues émissaires ont pu accentuer le recul de la ligne de partage des eaux et articuler la chaîne de montagnes côtières de l'est.

5.5 Profil du Quaternaire

Andrews et al., (1975) ont émis l'hypothèse que les stades d'il y a plus de 40 000 années BP* étaient localisés par nature et que la superficie couverte par l'inlandsis Laurentide ne s'est pas considérablement modifiée entre 100 000 ans et 40 000 ans BP. Les auteurs ont noté, cependant, qu'entre 40 000 et 8 000 ans BP, le volume de la partie nord-est de l'inlandsis a été considérablement réduit (Andrews et Ives, 1978).

Le profil glaciaire des parties est et sud-est des îles Reine-Elizabeth a été masqué principalement par l'avancée de l'inlandsis Laurentide au cours de la glaciation du Wisconsin. England (1976a) a émis l'hypothèse que la dernière grande glaciation dans la région serait le fait d'une série de champs de glace convergents formant un complexe glaciaire, plutôt que d'un inlandsis. On s'entend généralement sur le fait que les principaux

*BP (Avant l'actuel)

Méthode	Matériaux testés	Plage des valeurs	Références concernant la région étudiée
Datation par le carbone-14	Carbone organique (coquilles, (bois)	200 à 40 000 BP (Avant l'actuel)	Blake, 1970; 1975 England, 1976a, Stuckenrath et al., 1979, Andrews, 1975
Datation par l'uranium	Coquilles de mollusques	2 000 à 500 000 BP	Kauffman et al., 1971,
Lichénométrie	% de couverture	0 à 8 000 BP	Miller, 1973 Koerner, 1980,
Fractionnement de l'oxygène isotopique	Variation du rapport des isotopes 18°/16°	0 à 20 000 BP	Fisher, 1979,
Racémisation des acides aminés	Matières organiques, foraminifères, coquilles	0 à 400 000 BP	Andrews et Miller, 1976, Wehmiller et Hare, 1971,
Zones d'altération	Altération des roches de surface	<5 000 à>110 000 BP	Boyer et Pheasant, 1974, Ives, 1975,
Guillochures sur les grains de hornblende	Grains de hornblende	5 000 à 200 000 BP	Locke, 1976.

Tableau 4 Méthodes employées pour déterminer l'âge absolu d'événements glaciaires dans la région étudiée.

chenaux ouverts actuellement dans la partie sud-est des îles Reine-Élizabeth étaient déjà déglacés en l'an 8 000 BP (Blake, 1976). Cependant, en beaucoup d'endroits, les têtes des fiords n'ont pas été débarrassées de leurs glaces avant 6 300 et 5 000 ans BP (Andres et Ives, 1978).

Les glaciations dans la partie nord de l'île Baffin ne sont pas encore complètement élucidées. Il ne fait pas de doute que la glace provenant de l'ouest et du sud-ouest a recouvert certaines parties de l'île Bylot (Klassen, 1981) et il semble que le détroit de Lancaster ait constitué une voie importante pour les glaces de l'ouest en mouvement vers l'ouest dans la baie Baffin. Bird (1980) a émis l'hypothèse que l'inlandsis Laurentide n'a pas franchi le détroit de Parry (détroit de Lancaster) jusque dans les îles Reine-Élizabeth.

Au cours du dernier maximum glaciaire, il est possible que des glaces provenant de calottes locales sur la presqu'île Brodeur et la péninsule Borden, des glaciers de vallées en mouvement vers le nord le long des inlets de l'Amirauté et du Navy Board et peut-être aussi des glaces du bassin Foxe aient fusionné avec des glaces de la calotte Devon dans le détroit de Lancaster. L'inlet Pond et l'inlet Navy Board ont servi d'exutoire principal à la glace franchissant ou provenant de la partie nord de l'île Baffin (Klassen, communication personnelle, 1980). Des segments de moraine latérale entre le mont Hérodier et le cap Macculloch dans la partie nord de l'île Baffin indiquent la limite des glaces atteinte au cours d'une ou plusieurs glaciations qui auraient recouvert l'inlet Pond. Dans la partie nord-est de l'île Baffin, la disposition des moraines latérales indique que la glace empruntant les fiords avait recouvert une bonne partie de l'avant-pays et la partie intérieure du plateau continental, dans le dernier cas, soit par étalement de lobes ou par convergence et découpage des auges existantes (Hodgson et Haselton, 1974).

Sur l'île Bylot, les traces d'origine glaciaire montrent qu'il y a eu une extension générale des glaciers d'entremont existants. Cependant, une crête morainique basculant vers l'intérieur à partir du cap Byam Martin sur la baie Bathurst, avec un delta de glace à sa bordure intérieure, indique peut-être qu'à un moment donné un glacier est passé du détroit de Lancaster dans la baie Baffin. En outre, un escalier arqué de moraines situées à la pointe nord-ouest de l'île peut marquer le front de la glace provenant de la baie Baffin et du détroit d'Éclipse au cours d'un stade ultérieur de retrait de glace. Une série de moraines perchées sur la côte nord-est de l'île Bylot marque le point de contact de la glace d'entremont avec la glace du détroit de Lancaster et indique qu'il y a peut-être eu plus d'une avancée provenant du détroit de Lancaster. Klassen (1982) a émis l'hypothèse que sur l'île Bylot, des glaciers natifs auraient connu récemment une avancée (moins de

120 ans BP), bien que la plupart soient maintenant en recul. On considère qu'à leur maximum récent, ils aient pu avancer aussi loin qu'à leur avancée maximum depuis 39 000 ans.

Le premier événement important de la glaciation du Wisconsin sur l'île Baffin a été la nouvelle avancée située généralement entre 80 000 à 115 000 ans BP. On l'appelle le stade de Clyde River ou le stade d'Alikdjuak, qui aurait duré à peu près 10 000 ans (tableau 3). Les moraines et deltas marins ou glaciomarins formés à cette date sont généralement à 80 m au-dessus du niveau actuel de la mer (Pheasant et Andrews, 1973). Cette avancée a été suivie d'une période interglaciaire, mais les traces sont de moins en moins claires et les corrélations entre régions n'ont pas été effectuées d'une manière définitive pour ce qui est du reste du Wisconsin.

L'on considère que la nouvelle avancée d'Ayr Lake dans la région de Rivière Clyde est beaucoup plus ancienne que celle de Napiat, qui caractérise la partie nord de la péninsule Cumberland. Au moment de la glaciation d'Ayr Lake, le front de glace aurait été formé de glaciers provenant d'un inlandsis et débouchant dans la mer (Fillon et al., 1981). On considère que la période subséquente, entre 50 000 et 10 000 BP, est caractérisée par la présence de nombreux glaciers locaux qui ont laissé des moraines; cette période a été désignée complexe interstadiaire par Andrews et Barry (1978).

Fillon et al., (1981) ont émis l'hypothèse que les avancées glaciaires subséquentes au stade de Clyde River étaient de plus en plus réduites (figure 15). Cependant, elles auraient atteint des niveaux topographiques plus bas, vu l'abaissement relatif des niveaux de la mer tout au cours du Wisconsin. Miller et al., (1977) ont émis l'hypothèse que des eaux chaudes ont envahi la région de Baffin durant l'époque de l'interstade de Quajon. La séquence d'événements depuis 50 000 ans BP est mal connue et il manque un élément essentiel à l'interprétation des événements glaciaires du Wisconsin moyen et du Wisconsin supérieur, soit la présence de formations glaciaires telles les moraines.

Après l'interstade du Wisconsin supérieur, une nouvelle avancée s'est produite entre 10 000 et 8 000 ans BP. Cela a conduit à la formation d'un système très étendu de moraines (moraines Cockburn) (figure 16) qui s'étale du sud-est au nord-ouest de l'île Baffin le long de la côte est. Il a été rebaptisé "Baffinland Drift" par Andrews et Ives (1978) et a été formé au cours de la phase Cockburn du sous-stade de Baffinland.

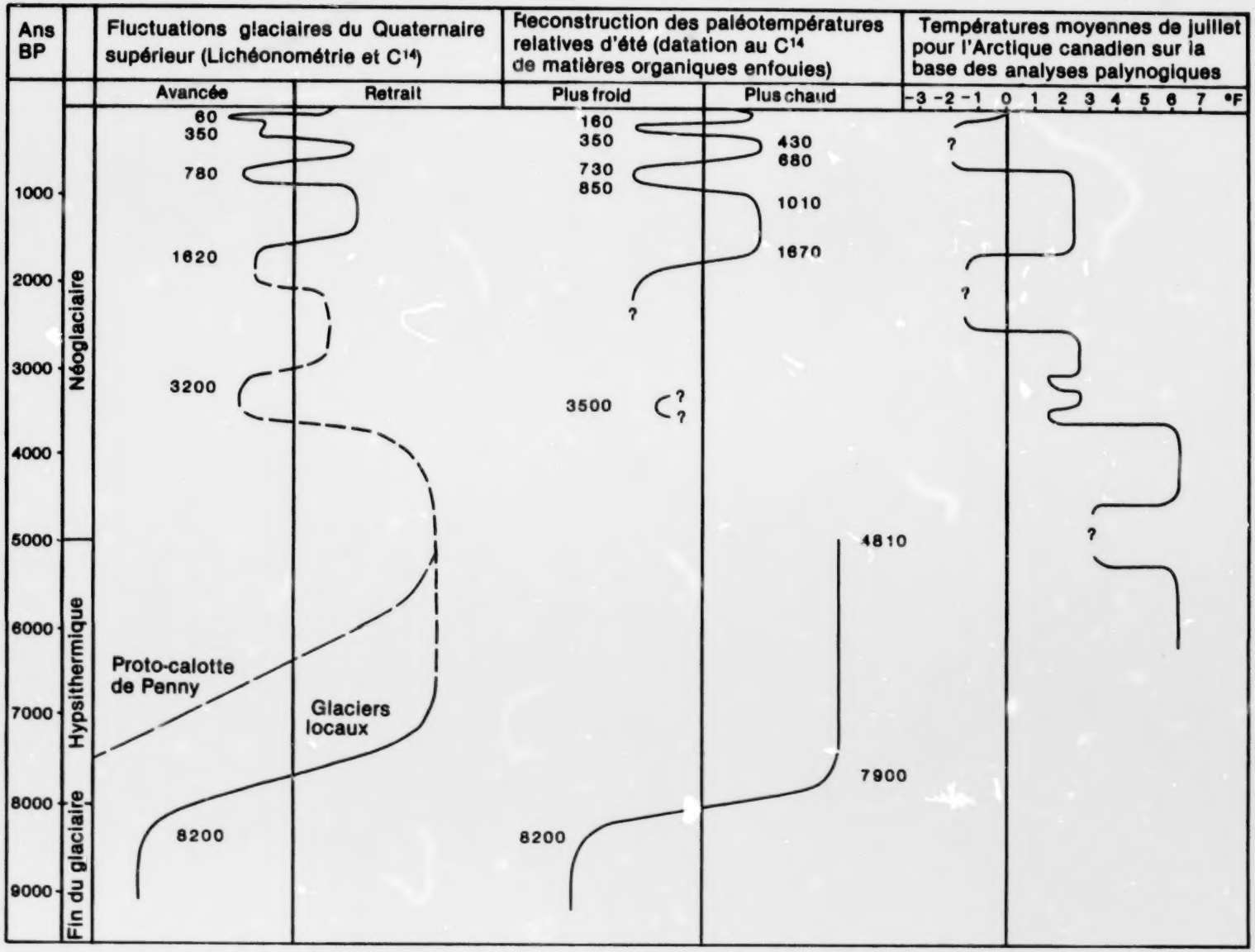


Figure 14 Comparaison de l'interprétation des fluctuations glaciaires par la lichénométrie et la datation au carbone-14, reconstruction des paléotempératures d'été à partir de la datation au carbone-14 des horizons organiques enfouis et températures moyennes de juillet dans l'Arctique canadien à partir des analyses palynologiques de Nichols, 1967; d'après Miller, 1973.

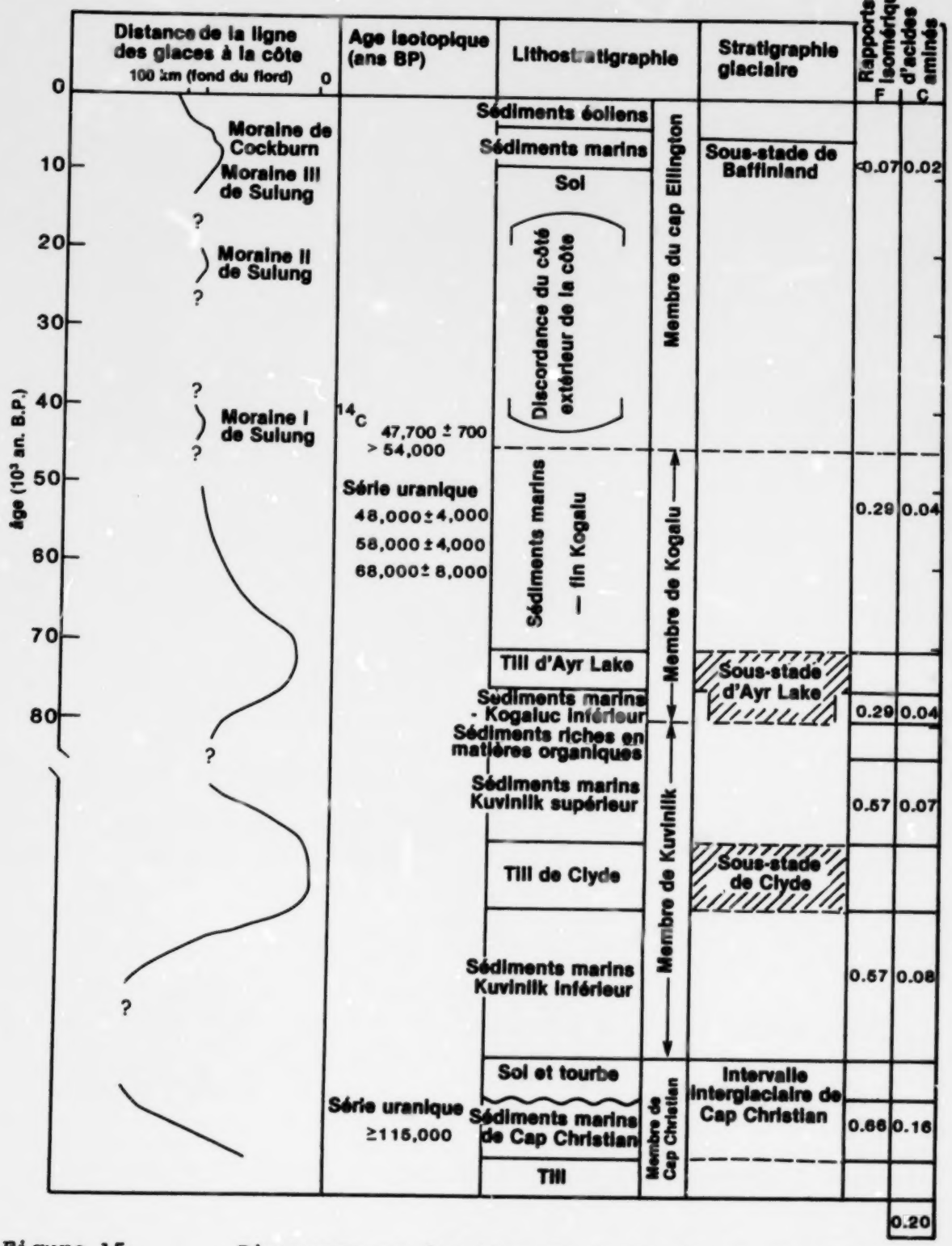


Figure 15 Diagramme en fonction du temps de la glace dans la partie est de l'île Baffin d'après Fillon et al., 1981.

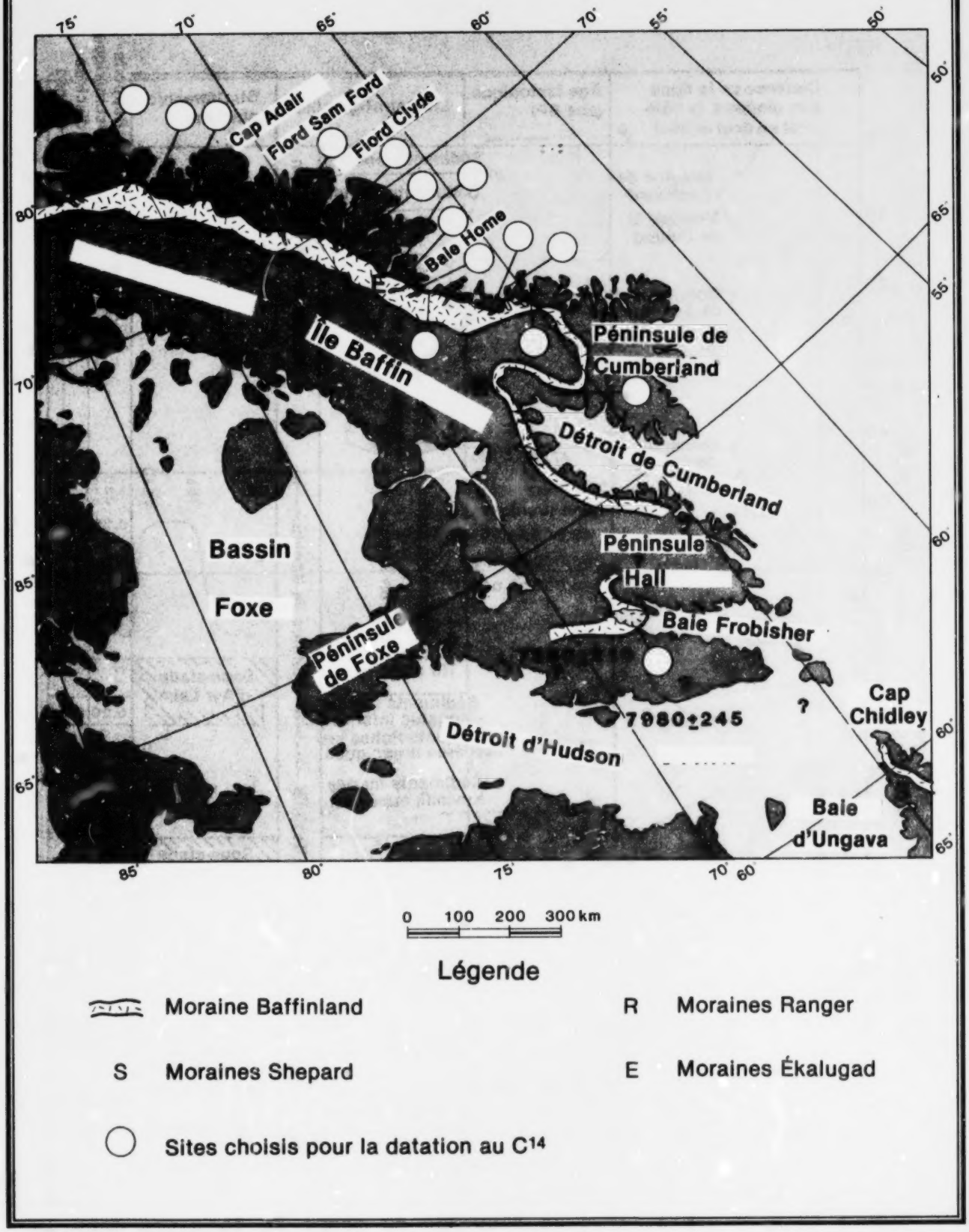


Figure 16 Emplacement des moraines frontales Cockburn et datation au carbone-14 correspondant à ces moraines, d'après Andrews et Ives, 1978.

Précédant cette nouvelle avancée, il y a eu une période d'interstade majeur durant lequel la superficie et le volume des glaces ont été considérablement réduits, de telle sorte qu'à la nouvelle avancée, les glaces se sont arrêtées bien à l'intérieur du côté extérieur de la côte (Fillon et al., 1981). Plusieurs événements néoglaciaires ont été relevés depuis la formation des moraines Cockburn. En gros, un optimum climatique postglaciaire entre 8 000 et 4 000 ans BP a été suivi par une série de nouvelles avancées (Miller, 1973; Locke, 1976). Caractéristique importante des plus récentes avancées, c'est-à-dire depuis 1 000 ans, celles-ci ont été aussi importantes que celles du dernier maximum glaciaire, il y a plus de 40 000 ans BP (Miller, 1976). Miller (1973) décrit une séquence durant laquelle l'inlandsis du Wisconsin supérieur abandonne certains fiords et cirques dans son retrait de telle sorte qu'en 5 500 ans BP, les glaciers des fiords étaient reculés derrière le secteur actuellement occupé par la calotte glaciaire de Penny. Suite au retrait des principales langues émissaires, les champs de neige locaux ont émis des langues dans les fiords, ouvrant des brèches dans les moraines latérales laissées par les anciens glaciers de vallée. Church (1972) a émis l'hypothèse que des plaines fluvio-glaciaires ont commencé à se former à la tête des fiords durant la période de radoucissement climatique il y a 7 000 ans BP. Church a aussi noté qu'entre 1950 et 1970, les glaces ont reculé d'environ cinq km dans l'est de l'île. La région encore englacée est de l'ordre de 37 000 km^2 tandis qu'elle atteignait 140 000 km^2 il y a 300 ans (Hattersly-Smith, 1974). Blake (1978) a émis l'hypothèse que présentement, les langues émissaires de la partie sud-est de l'île Ellesmere reculent après avoir connu une légère avancée.

5.6 Variations du niveau de la mer

Les variations du niveau de la mer ont été mesurées en détail et avec une bonne précision sur la côte sud de l'île Ellesmere (Blake, 1975). Là, comme ailleurs dans le secteur est des îles Reine-Élizabeth, nous n'avons pas de données remontant à plus de 10 000 ans BP, essentiellement parce que l'importante glaciation du Wisconsin supérieur en a effacé toute trace. Blake révèle que l'émergence a été assez continuelle depuis 9 500 ans BP et qu'il n'y a pas eu de variation du niveau de la mer supérieur à deux mètres pendant plus de 500 ans au cours de cette période. La seule interruption majeure de l'émergence a peut-être été un épisode de submergence relative il y a 5 000 ans BP.

Au commencement (9 000 à 8 000 ans BP), l'émergence s'est produite très rapidement dans la partie sud de l'île Ellesmere, de l'ordre de 7 m/siècle; à cette époque, le niveau de la mer était situé 130 m au-dessus du niveau actuel de la mer à Cape Storm. Le mouvement d'émergence a ensuite ralenti à 0.8 m/siècle entre 6 500 et 4 500 ans BP, et à moins 0.3 m/siècle depuis 2 400 ans BP. D'autres données du secteur est des îles Reine-Élizabeth, examinées

par England (1976b), montrent que la côte nord-est de l'île Devon a émergé d'une quarantaine de mètres depuis 7 500 ans BP, dont 20 m depuis 6 000 ans BP. La courbe d'émergence est donc semblable à celle de la partie sud de l'île Ellesmere, avec une émergence initiale rapide et un ralentissement entre 5 000 et 4 000 ans BP. La courbe des variations du niveau de la mer sur la côte est de l'île Baffin depuis le Wisconsin est assez mal connue. L'on s'entend pour dire que le niveau relatif de la mer était situé à +80 m entre 100 000 et 70 000 ans BP. L'on s'entend aussi pour dire que depuis 8 000 ans BP, il y a eu un rebondissement glacio-isostatique ininterrompu qui a conduit au soulèvement constant des terres par rapport à la mer. Andrews (1979) a émis l'hypothèse qu'il y a eu plusieurs périodes de submersion immédiatement avant le sous-stade de Cockburn, mais l'on manque de preuves à cet effet. Andrews (1979) suggère en outre qu'il y a eu une submersion de la côte de l'est de l'île Baffin au cours des 1 000 dernières années.

5.7 Rapports entre les événements glaciaires du Wisconsin dans l'Arctique de l'Est et ceux observés dans le sud du Canada

De façon générale, la séquence d'événements menant aux glaciations de l'Arctique de l'Est est apparentée à celle des événements menant à la glaciation continentale dans le sud du Canada et le nord des États-Unis. Il est à remarquer que la région étudiée est toujours demeurée en bordure de l'inlandsis et qu'ainsi, les sédiments portent la trace d'une foule de petites fluctuations qui n'a pas d'équivalent réel dans les secteurs sud parce que presque toute la surface de ces derniers était couverte de glace. En beaucoup de régions de l'est de l'île Baffin, la distance entre le maximum glaciaire du Wisconsin et les événements néoglaciaires est mesurée en dizaines de kilomètres (Andrews et Miller, 1976).

Ives et Andrews (1963) ont conçu une séquence possible d'événements qui auraient eu lieu lors de la glaciation du Wisconsin dans l'Arctique de l'Est:

1) Formation initiale d'un inlandsis dans le quadrilatère centre-est de l'île Baffin.

2) Extension vers l'ouest de l'inlandsis jusque dans le bassin Foxe avec formation subséquente d'un centre de dispersion dans le bassin.

3) Le centre de dispersion du bassin Foxe serait demeuré actif tout au cours du Wisconsin, venant en contact à un certain moment avec les inlandsis du sud et de l'ouest (Prest, 1976).

4) À une époque demeurée inconnue, le centre de dispersion du bassin Foxe se serait élargi au point de provoquer un renversement de l'écoulement de la glace, d'ouest en est, sur la partie centrale de l'île Baffin (Ives et Andrews, 1963). Le sens de cet écoulement

est suggéré par la distribution du carbonate qui proviendrait présumément des affleurements calcaires du bassin Foxe (Andrews et Sim, 1964). Il est possible que le déplacement vers l'ouest de la glace sur l'île Baffin ait coincidé avec la phase d'extension maximale de l'inlandsis sur la partie est de l'île Baffin, le sous-stade Clyde, au cours du Wisconsin inférieur (figures 16 et 17).

5) À un certain moment au cours du Wisconsin inférieur ou moyen, l'inlandsis de l'île Baffin et la masse principale de l'inlandsis Laurentide ont été détachés. Cela est suggéré par le fait que la ligne bordière des glaces dans la partie est de l'île Baffin a reculé continuellement au cours du Wisconsin moyen et du Wisconsin classique et son volume a considérablement diminué (Fillon et al., 1981). Au même moment, la masse principale de l'inlandsis Laurentide a continuellement augmenté de volume, atteignant un maximum au cours du Wisconsin classique il y a environ 17 000 à 15 000 ans BP (Prest, 1976).

6) Le sous-stade Cockburn du Wisconsin classique (figure 16) qui s'est produit sur l'île Baffin vers 8 500 ans BP semble correspondre à l'extension d'une calotte glaciaire centrée sur l'île Baffin et qui aurait poussé les glaces tant à l'est qu'à l'ouest. Cet interstade a peut-être un correspondant du côté de l'inlandsis Laurentide vers 8 000 ans BP, c'est-à-dire au moment où il s'est produit une nouvelle avancée mineure.

7) Le rapport entre ces événements glaciaires et le complexe glaciaire inuitien est incertain puisqu'il existe encore une controverse concernant la durée du complexe glaciaire inuitien et l'âge des maxima du Wisconsin du côté septentrional.

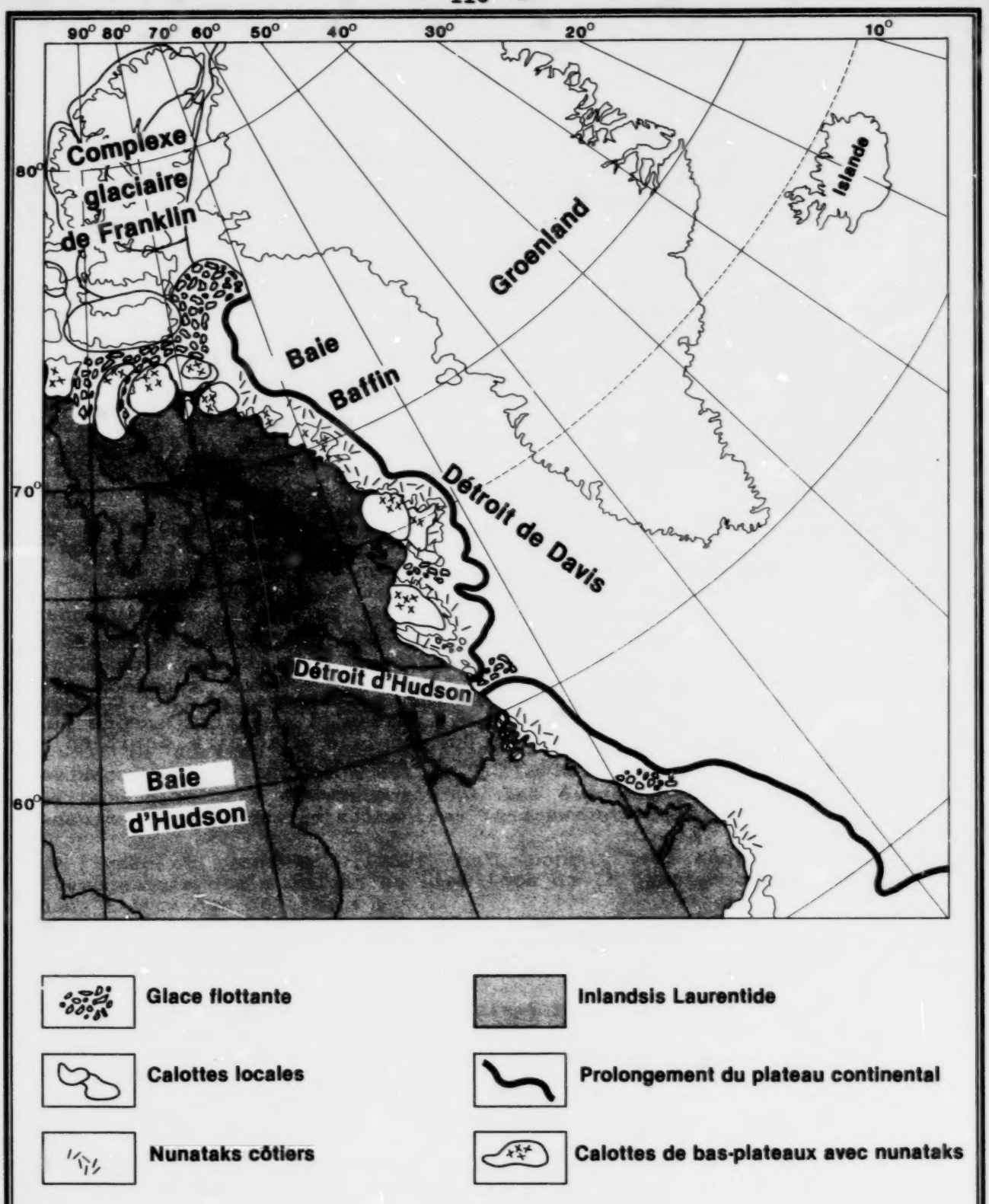


Figure 17 Extension maximum de l'inlandsis Laurentide le long de la partie est de l'île Baffin, d'après Ives, 1978.

8) Les événements à petite échelle de la néoglaciation ont marqué les dernières 8 000 années du retrait des glaciers, le dernier siècle étant le plus fortement caractérisé par le recul général des glaciers jusqu'à leur position actuelle. On ne sait pas encore très bien si ces événements néoglaciaires de l'Arctique de l'Est ont aussi provoqué des fluctuations mineures de l'inlandsis Laurentide qui était en recul.

9) Fillon et al., (1981) se demandent si la vitesse de sédimentation au large est en rapport avec des variations de la circulation à l'échelle moyenne dans la mer du Labrador au cours du Wisconsin et qui auraient contrôlé la température des eaux du large ainsi que la route des glaciers.

5.8 Occupation humaine

Les ancêtres des Inuit ont colonisé l'Archipel arctique au cours du Quaternaire récent. Le peuple Denbigh dont est issu la première culture esquimaude de l'Arctique canadien a rapidement débordé de l'Alaska vers l'est, il y a environ 5 000 ans et l'on sait qu'il avait atteint l'île Ellesmere il y a 4 500 ans. Plusieurs sont d'avis qu'une période de refroidissement climatique a chassé ce peuple vers le sud.

Quand le temps s'est adouci il y a peu près 3 000 ans, les gens de la culture Dorset, les Toonits, ont traversé à nouveau l'Arctique et réoccupé la majeure partie du territoire abandonné par les Denbigh. Cette civilisation des Toonits a atteint son apogée il y a environ 2 600 ans. Leurs ancêtres ont probablement émigrés de l'Alaska. La culture Dorset ou Toonit est connue pour la petitesse des outils. À leur apogée, les Toonits occupaient un territoire étonnamment étendu, de l'île Banks à l'ouest jusqu'au Groenland à l'est et de l'île Ellesmere au nord jusqu'à Terre-Neuve au sud. Ce peuple a disparu pour des raisons inconnues il y a 600 ans.

Il y a environ 1 000 à 1 500 ans, une deuxième vague de temps doux a coincidé avec la percée vers l'est de la culture Thulé dans l'Arctique. Ce groupe est issu de la population Denbigh de l'Alaska. Pendant des siècles, les gens de culture Dorset se sont mélangés aux gens de culture Thulé ou les ont fuis; la culture Dorset s'est éteinte et les Inuit contemporains sont issus de la culture Thulé.

6 Sismicité dans l'Arctique de l'Est

La sismicité est le degré de fréquence des ébranlements de la Terre. L'historique sismique du Nord canadien est court et très incomplet pour ce qui est de la période précédant 1962. Avant 1950, la sismicité de l'Arctique était surveillée presque exclusivement au moyen d'un réseau mondial de sismographes établi au début des années 1900. Seuls les séismes de magnitude 6 ou plus pouvaient être

localisés par le réseau parce qu'il n'y avait pas assez de stations et que les appareils n'avaient pas une très bonne résolution (Stevens, 1974).

6.1 Histoire sismique de l'Arctique

La surveillance dans l'Arctique de l'Est s'est améliorée à partir de 1950 quand la première station sismographique de l'Arctique est entrée en opération à Resolute. Équipée de sismographes verticaux à période courte, cette station pouvait enregistrer des secousses de magnitude 6 ou plus dont l'épicentre pouvait être à une distance de 2 000 km. Même à ce moment-là, peu d'épicentres pouvaient être déterminés avec précision vu les distances importantes et la faible magnification des appareils des autres stations au sud, en Alaska ou au Groenland. L'incapacité de préciser la source de nombreux séismes locaux enregistrés à Resolute causait des problèmes aux spécialistes. Ces derniers ne pouvaient savoir avec certitude s'il s'agissait vraiment de secousses sismiques ou plutôt, de mouvements de la glace avoisinante (Milne et Smith, 1961).

Leblanc et Wetmiller (1974) et Stevens (1974) en sont venus à la conclusion, après études des données de 1899 à 1961, que les épicentres des séismes enregistrés au commencement de cette période ne pouvaient être situés à plus de 300 km. Après 1930, la résolution a été améliorée jusqu'à 100 km à peu près quand le réseau mondial a été élargi et que des appareils à plus faible seuil de détection ont été introduits (Basham et al., 1977). Après 1961, la mise en opération de stations sismographiques à Alert et Mould Bay a permis de confirmer que l'enregistrement de secousses locales était bien dû à des séismes plutôt qu'à des déplacements de la glace. Entre 1962 et 1971, cinq autres stations ont été ajoutées au réseau du Nord canadien, de telle sorte que presque tout l'Archipel arctique est à moins de 800 km du réseau. L'Arctique de l'Est, particulièrement l'île Baffin, n'est pas aussi bien surveillé puisqu'il est éloigné de toutes les stations.

Présentement, toutes les stations au nord de la latitude 60°N sont équipées d'appareils capables d'enregistrer des secousses atteignant au moins une magnitude 4 (Stevens et Milne, 1973), bien qu'il soit souvent difficile de situer les épicentres avec précision étant donné la position défavorable des stations.

Depuis 1962, la sensibilité accrue du réseau sismographique mondial, le traitement informatique des données sismiques et l'élargissement du réseau sismographique du Nord canadien ont permis de détecter beaucoup mieux les séismes qui se produisent dans l'Arctique. Plus de 3 400 secousses ont été enregistrées entre 1908 et 1975, dont 80 pour cent depuis 1962 (Wetmiller et Forsyth, 1978).

L'exactitude des données sismiques de l'Arctique n'est pas la même suivant que celles-ci proviennent du continent ou du large. En ce qui concerne la terre, Wetmiller et Forsyth (1978) estiment que tous les séismes atteignant 4,5 ont été détectés depuis 1960 et que tous ceux atteignant 3,7 et plus l'ont été depuis 1968. L'on estime à la magnitude 4,5 le seuil de détection de tous les séismes produits au fond de la mer. Ce n'est que le long des bordures continentales proches des stations que l'on peut se fier aux données marines. Basham et al., (1977) ont conclu que dans le cas des principaux séismes continentaux détectés par plusieurs stations, l'épicentre est déterminé avec une précision d'environ 50 km tandis que l'épicentre des secousses plus faibles pourrait n'être déterminé qu'avec une précision de 100 km. Actuellement, il est difficile d'estimer la précision avec laquelle l'on peut situer l'épicentre des secousses marines, elle est probablement de l'ordre de 50 km.

Le faible seuil de détection atteint en 1962 a permis d'enrichir considérablement les fichiers de données sismiques. C'est ainsi que l'on peut conclure au caractère sismique de certaines régions et délimiter de nouveaux groupes et axes dont l'on ignorait l'existence. Cependant, l'on ne dispose que de 14 ans de données pour conclure à l'existence de ces axes, ce qui est trop court en termes géologiques pour définir nettement le rapport qui existe entre la sismicité et les forces tectoniques à l'oeuvre. Des seuils différents de détection sur la terre ferme et sous la mer peuvent aussi être à l'origine d'interprétations inexactes. Beaucoup de secousses mineures sont enregistrées sur la terre ferme, mais l'on ignore s'il s'en produit sous la mer (Wetmiller et Forsyth, 1978). Il faut tenir compte du fait que la surveillance de certaines régions de l'Arctique de l'Est, particulièrement la partie nord de l'île Baffin, n'est pas aussi bonne qu'ailleurs dans l'Archipel arctique vu la répartition des stations sismiques.

6.2 Répartition des épicentres et magnitude des secousses

La carte des épicentres des séismes dans l'Arctique canadien entre 1899 et 1961 (figure 18) confirme que l'Arctique de l'Est est une région active sur le plan sismique (Stevens, 1974; Basham et al., 1977). Pris un à un, les épicentres sont peut-être imprécis, mais on observe qu'il y a une concentration de séismes.

En augmentant le nombre de stations et en améliorant le matériel comme l'on a fait à partir de 1962, il est devenu possible de délimiter les axes d'activité sismique dans l'Arctique de l'Est (figure 19). Les données montrent l'existence de zones actives près des épicentres des secousses les plus importantes enregistrées par télésismique avant 1962 et l'existence d'autres groupes et axes que l'on ignorait (Wetmiller, 1974).

Les calculs de Milne et Davenport (1969) pour déterminer la distribution des zones de risques sismiques dans certaines parties de l'est comme de l'ouest du Canada ont servi à préparer la carte des zones sismiques du "Code national du bâtiment du Canada" (1970). Les quatre zones sismiques sont décrites par différents niveaux d'accélération horizontale du sol, exprimés en pourcentage de l'accélération gravitationnelle (%g), dont la probabilité annuelle d'être dépassée est de un sur 100. L'Arctique de l'Est est situé en grande partie dans la zone la plus dangereuse, où il y a beaucoup de secousses mineures et où des secousses potentiellement destructrices peuvent se produire plusieurs fois au cours d'une période de 100 ans (Stevens, 1974; Whitam, 1975).

L'activité sismique dans l'est du Canada est concentrée dans la partie nord-ouest de la baie Baffin, le long de la côte sud de l'île Devon et le long de la côte est de l'île Baffin (figure 19). Il y a une activité sismique moins intense dans le détroit de Lancaster, dans la partie centre-ouest de la baie Baffin et dans la partie sud de l'île Baffin. Les secousses d'avant 1965 de magnitude 5 et plus seraient apparemment groupées le long de la partie centre-ouest de la baie Baffin. Cependant, il existe très peu de données pour confirmer cela et l'activité sismique la plus récente ne reflète pas cette tendance (Basham et al., 1977). La majeure partie de l'activité sismique de faible intensité depuis 1962 dans la baie Baffin s'est produite sur le talus continental de la baie Baffin et sur celui du Groenland, en bonne partie à l'intérieur des 2 000 m des courbes bathymétriques. Sur l'île Baffin, l'activité sismique est concentrée dans deux régions distinctes, près du golfe Buchan et dans la baie Home, partant de régions au large jusqu'au centre de l'île. La région située au sud-est du golfe Buchan a été le théâtre d'une série de tremblements de terre en 1963, comme l'a été le secteur nord-ouest en 1969.

Les détroits de Davis et de Nares semblent être essentiellement à l'abri des secousses sismiques. Bien que le détroit de Davis soit éloigné de toute station, celui de Nares est bien surveillé par la station d'Alert. Il y a beaucoup de secousses chaque année dans l'Arctique de l'Est, mais elles sont habituellement de magnitude 5 ou moindre. Il y en a eu cependant de plus violentes. En 1933, la partie centre-nord de la baie Baffin a été secouée par le tremblement de terre le plus violent de l'Arctique canadien (magnitude de 7,3). Depuis, il y a eu des séismes atteignant une magnitude de 6 à 6,5 en 1934, 1945, 1947, 1957 et 1963 (Basham et al., 1977). Les séismes de magnitude 6 et plus sont considérés comme étant importants et potentiellement destructifs (Stevens et Milne, 1973).

Figure 18 Épicentres des secousses sismiques au nord du Canada et dans les régions adjacentes (au nord de la latitude 59°N) entre 1899 et 1961, d'après Basham et al., 1977.

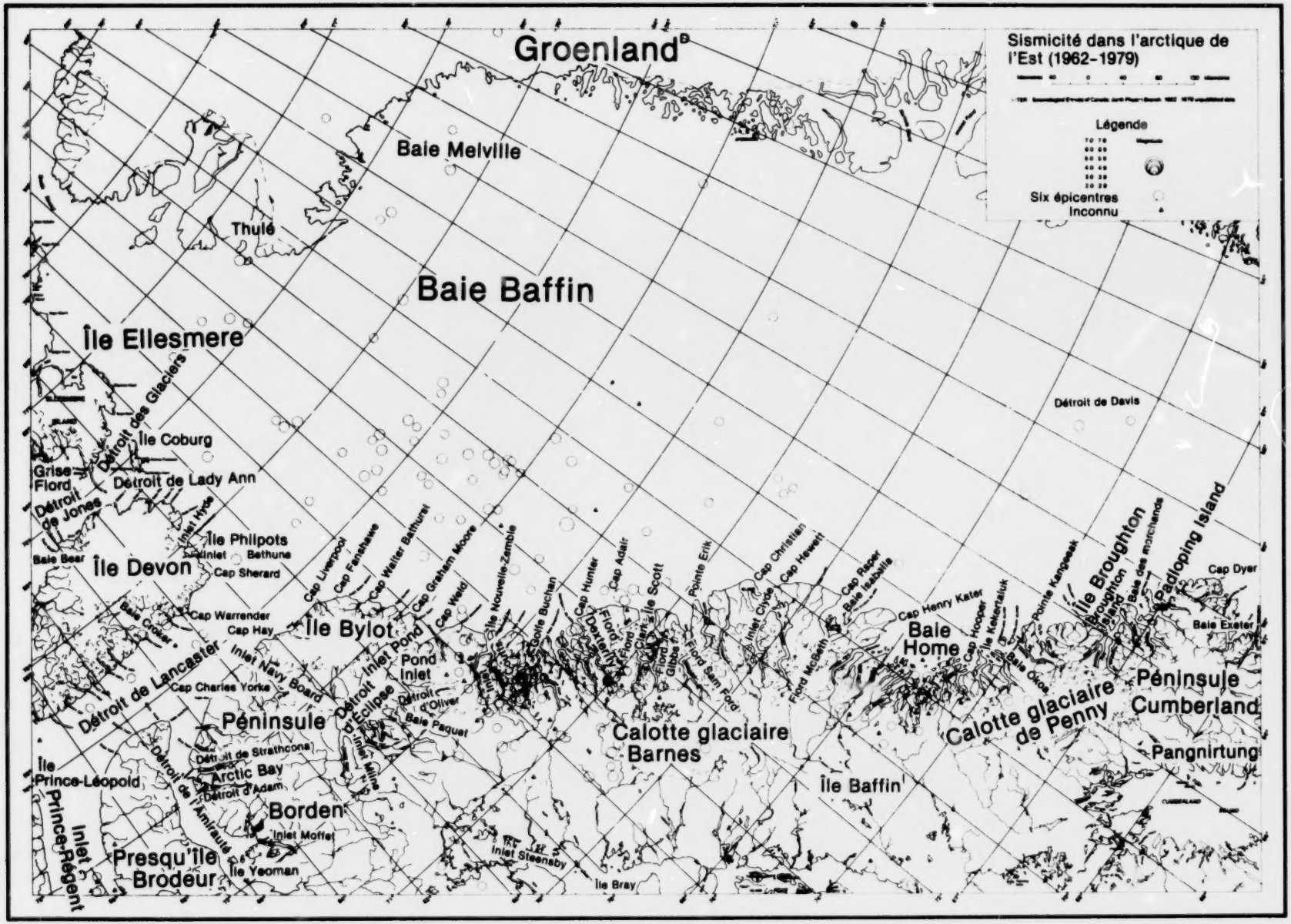


Figure 19 Sismicité de l'Arctique de l'Est

6.3 Mécanismes sismiques

L'Arctique de l'Est est une région mal connue dans l'ensemble sur le plan de la tectonique globale; par conséquent, nous ne pouvons que tenter de deviner quelles sont les forces derrière la faible activité sismique actuelle. Celle-ci est le résultat des stress produits lors du déplacement des plaques, de l'allégement glaciaire, des charges sédimentaires non compensées ou de structures diapiriques.

Les seuls signes évidents du champ de contraintes dans l'Arctique de l'Est sont apparus lors de l'étude d'Hashizune (1973) sur les mécanismes de deux séismes qui se sont produits sous l'île Baffin en 1970 et en 1972. Ceux-ci étaient associés à des failles normales et à des décrochements; l'analyse a montré que le stress tectonique pouvait être du type extension dans l'axe nord-est-sud-ouest, normal par rapport à l'axe général de l'île Baffin. L'on voit mal les implications sur le plan tectonique de ces quelques observations. Ces séismes ont pu être produits à l'intérieur d'un champ régional de contraintes comme celui décrit ci-dessus ou par des concentrations locales de contraintes, associées à des structures géologiques (Basham et al., 1977).

Hashizune (1973) et Heron et al., (1974) admettent la possibilité que la baie Baffin, le détroit de Nares et le détroit de Davis aient été créés par la séparation de l'île Baffin et du Groenland au Tertiaire-Quaternaire (il y a au plus 65 millions d'années). Cependant, des examens géophysiques de Wetmiller (1973) et de Grant (1975) ont montré l'existence d'un fond de croûte continentale en travers de la partie nord de la baie Baffin et l'existence possible d'une croûte continentale ininterrompue sous le seuil du détroit de Davis. Kerr (1980) a émis l'hypothèse qu'il y ait eu un petit mouvement (environ 25 km) le long du détroit de Nares, combiné à une rotation qui aurait étiré et aminci une grande partie de la croûte continentale, et entraîné son effondrement. Cette théorie s'accorde dans les grandes lignes avec le fait que l'activité sismique contemporaine ne se produit pas dans une zone continue de la mer du Labrador à l'océan Arctique, via la région de Baffin et atteignant l'océan Arctique comme on s'y attendrait s'il existait une crête océanique. Plutôt, cette activité semble concentrée dans la partie nord de la baie Baffin, le long de la côte nord-est de l'île Baffin et dans la mer du Labrador, avec des séparations très nettes au niveau des détroits de Nares et de Davis. De plus, le fait qu'il n'y ait pas d'importants séismes sous la croûte permet de croire que les forces tectoniques caractéristiques des marges des plaques continentales n'agissent pas directement dans l'Arctique de l'Est.

Les régions d'activité sismique contigues à la baie Home et au golfe Buchan sur l'Île Baffin sont des régions dont les structures ont été réactivées par la formation de crevasses ou par des mécanismes entraînant des effondrements. L'activité sismique actuelle s'accorde bien avec la présence de dykes diabasiques. Ces intrusions ne sont pas nécessairement la source de l'activité sismique actuelle, mais des structures plus profondes sont peut-être réactivitées par les stress actuels. Considérant les séismes étudiés par Hashizune (1973), ce sont des structures qui peuvent être réactivées à d'assez faibles profondeurs (cinq à dix km) (Basham et al., 1977).

Aucune des théories précédentes n'explique suffisamment bien l'activité sismique observée dans l'Arctique de l'Est. L'axe des épicentres correspond assez bien avec les régions d'intenses réajustements isostatiques (Walcott, 1970) et coincide avec les régions où peuvent exister les plus forts gradients de stress. Le basculement vers le nod-est de l'Île Baffin et du bassin Foxe est tel que la côte nord-est de l'Île Baffin se soulève plus rapidement que la région située au sud-ouest et pourrait constituer une zone charnière (Lambert et Vanicek, 1979; Basham et al., 1977). Il est possible que si ces régions sont en déséquilibre isostatique, les stress résultant de l'allégement glaciaire pourraient amorcer une activité sismique de faible intensité autour de structures déjà en place.

Références

1 Géomorphologie, géologie de surface, rivages et végétation de l'Arctique de l'Est

Adams, W.P. (1977). How spring ice breakups alter shorelines. Canadian Geographical Journal, avril-mai 1977, 62-65.

Ambrose, J.W. (1964). Exhumed paleoplains of the Precambrian Shield of North America. American Journal of Science, 262, 817-857.

Baird, P.D., W.R.B. Battle, B.H. Bonnlander, D.J. Kidd, J. Marmet, S. Orvig, H. Rothlisberger, F.H. Schwarzenbach, H.R. Thompson, J.A. Thompson, W.H. Ward, A. Watson, J.R. Weber (1953). Baffin Island expedition, 1953 : A preliminary report. Arctic 6, 277-251.

Baker, M.B. (1939). The floor of the Paleozoic in Canada. Transactions of the Royal Society of Canada, 3rd Series, Section 4, 11-18.

_____, (1916). The geology of Kingston and vicinity; Ontario Bureau of Mines, Rapport annuel n° 25, 3e partie, 1-36.

Barrie, W.B., B.D. Bornhold, D.A. Hodgson, R.G. Jubb, P. McLaren, et R.B. Taylor (1979). Coastal reconnaissance for marine terminal planning in the high Arctic. Volumes 1, 2 et 3, Direction des études stratégiques, Transport Canada.

Beschel, R.E. (1961). Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (Lichenometry), in Raasch, G.O. (Ed.) : Geology of the Arctic. Vol. 3; University of Toronto Press, p. 1044-1062.

Bird, J.B. (1959). Recent contributions to the physiography of northern Canada, in Problems of the Pleistocene Epoch and Arctic Canada. McGill University Museum Publication 1, Vol. 1, p. 96-117.

Bliss, L.C. (1975). Tundra grasslands, herblands and shrublands and the role of herbivores. Geoscience and Man,10, 51-79.

Bostock, H.S. (1976). Physiographic subdivisions of Canada, in Douglas, R.J.W. (Ed.) : Géologie et minéraux de valeur au Canada. Commission géologique du Canada, Géologie économique, rapport n° 1, partie A, chapitre 2 et carte 1254a.

Cooke, H.C. (1931). Studies of the physiography of the Canadian Shield, III. The pre-Pliocene physiographies, as inferred from the geological record. Transactions of the Royal Society of Canada, Vol. 25, Section IV, p. 127-180.

Cushing, H.P., H.L. Fairchild, R. Ruedemann, C.H. Smyth (1910). Geology of the Thousand Islands Region; New York State Museum Bulletin no. 145, 149 p.

DiLabio, R.N.W., W.W. Shilts (1978). Compositional variations of debris in glaciers, Bylot Island, District of Franklin, in Current Research, Part B. Commission géologique du Canada, document 78-1B, 91-94.

Drury, W.H. Jr. (1962). Patterned ground and vegetation on southern Bylot Island, N.W.T., Canada. Contribution from the Gray Herbarium of Harvard University, No. 190, Cambridge.

Dunbar, M., K.R. Greenaway (1956). Arctic Canada from the air. Conseil de recherches pour la défense, 541 p.

Fissel, D.B. (1982). Tidal currents and inertial oscillations in northwestern Baffin Bay. Arctic, 35, (No. 1), 201-210.

Fortier, Y.O., R.G. Blackadar, B.F. Glenister, H.R. Greiner, D.J. McLaren, N.J. McMillan, A.W. Norris, E.F. Roots, J.G. Souther, R. Thorsteinsson, E.T. Tozer (1963). Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago Northwest Territoires (Opération Franklin). Commission géologique du Canada, mémoire 320, 671 p.

Fortier, Y.O., (1957). The Arctic Archipelago in Géologie et minéraux de valeur au Canada. Commission géologique du Canada, Géologie économique, série n° 1, 4^{e} éd. chap. 3, p. 393-442.

Fortier, Y.O., L.W. Morley (1956). Geological unity of the Arctic Islands; Transactions of the Royal Society of Canada, Vol. 50, série 3, p. 12.

Fortier, Y.O., A.H. McNair, R. Thorsteinsson (1954). Geology and petroleum possibilities in the Canadian Arctic Archipelago. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 38, 2075-2109.

Fraser, J.K. (1953). The islands in Foxe Basin. Geographical Bulletin, 4, 1-31.

Frisch, T., W.C., Morgan, G.R. Dunning (1978). Reconnaissance geology of the Precambrian shield on Ellesmere and Coburg Islands, Canadian Arctic Archipelago, in V Current Research, Part A; Commission géologique du Canada, document 78-1A, p. 135-138.

Frisch, T., R. Thorsteinsson (1978). Haughton astrobleme : a Mid-Cenozoic impact crater, Devon Island, Canadian Arctic Archipelago. Arctic, 31, 108-124.

Gilbert, R. (1982). Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, N.W.T., Canada : Glaciomarine processes in fiords of eastern Cumberland Peninsula. Arctic and Alpine Research, 14, (N° 1) 1-12.

Gilbert, R. (1980). Environmental studies in Maktak, Coronation and North Pangnirtung Fiords, Baffin Island, N.W.T. Rapport présenté à Petro-Canada, 97 p.

_____, (1978). Observations on oceanography and sedimentation at Pangnirtung Fiord, Baffin Island. Maritime Sediments, 14, (N°1) 1-9.

Hayes, M.O. (1975). Morphology and sand accumulation in estuaries in Cronin, L.E., (Ed.) : Estuarine Research, vol. 2; Academic Press, New York, p. 3-22.

Ives, J.D., J.T. Andrews (1963). Studies in the physical geography of north-central Baffin Island, N.W.T. Geographical Bulletin n°19, ministère des Mines et des Relevés techniques, Ottawa, p. 5-48.

Jackson, G.D., A. Davidson (1975). Bylot Island map-area, District of Franklin. Commission géologique du Canada, document 74-29, 12 p. et carte 1397A.

Jenness, J.L. (1952). Erosive forces in the physiography of western Arctic Canada. The Geographical Review, 42, 238-252.

Kaszycki, C.A., W.W. Shilts (1979). Average depth of glacial erosion, Canadian Shield; Scientific and Technical Notes in Current Research, part B. Commission géologique du Canada, document 79-1B. p. 395-396.

King, C.A.M. (1972). Beaches and Coasts (2e éd.). Edward Arnold Ltd., London, 570 p.

Komar, P.D. (1976). Beach processes and sedimentation. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 429 p.

Kovacs, A., M. Mellor (1974). Sea ice morphology and ice as a geology agent in the southern Beaufort Sea in Reed, J.C., J.E. Sater, (Ed.) : The coast and shelf of the Beaufort Sea. Institut arctique de l'Amérique du Nord; minutes d'un symposium portant sur la recherche sur la côte et le plateau continental de la mer de Beaufort, p. 113-161.

Loken, O.H. (1966). Science on Baffin Island, field research in physical geography. Canadian Geographical Journal, 72, (N° 2) 38-47.

Lorrain, R.D., R.A. Souchez, J.L. Tison (1981). Characteristics of basal ice from two outlet glaciers in the Canadian Arctic. Implications for glacier erosion in Current Research, Part B; Commission géologique du Canada, document 81-1B, p. 137-144.

Manning, T.H. (1943). The Foxe Basin coast of Baffin Island. Geographical Journal, 101, 225-251.

McCann, S.B. (1973). Beach processes in an arctic environment in Coates, D.R. (Ed.) : Coastal geomorphology. Binghampton, New York State University, p. 141-155.

McCann, S.B., R.J. Carlisle (1972). The nature of the ice foot on the beaches of Radstock Bay, south west Devon Island, N.W.T., Canada in the spring and summer of 1970 in Price, R.J., D.E. Sugden, (Ed.) Polar geomorphology; Institute of British Geographers, Special publication No. 4, p. 175-186.

McGill University (1963a). A report of the physical environment of northern Baffin Island and adjacent areas, Northwest Territories, Canada, The RAND Corporation, RM-2706-1-PR, 303 p.

_____, (1963b). A report of physiographic conditions of central Baffin Island and adjacent areas, Northwest Territories, Canada. The RAND Corporation, RM-2837-1-PR, 207 p.

_____, (1963c). A report on the physical environment of southern Baffin Island, Northwest Territories, Canada. The RAND Corporation, RM-2362-1-PR, 375 p.

McLaren, P., W.B. Barrie, J.M. Sempels, R.A. Sieffert, R.B. Taylor, D. Thomson (1981). Coastal environmental data from eastern Lancaster Sound and northeastern Baffin Island, N.W.T. Institut d'océanographie de Bedford, Data Series /B1-D-81-1/mars 1981, 283 p.

McMillan, N.J. (1963). North coast of Somerset Island in Fortier, Y.O. et al., : Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin); Commission géologique du Canada, mémoire n° 320, 671 p.

Miller, G.H., W.W. Locke III, C.W. Locke (1980). Physical characteristics of the southeastern Baffin Island coastal zone in McCann, S.B., (Ed.) : The coastline of Canada, Littoral processes and shore morphology; Commission géologique du Canada, document 80-10, p. 251-265.

Mueller, H. (1979). Vegetation and climate on Coburg Island, N.W.T., Polar Geography 3, 139-147.

Owens, E.H. (1977). Coastal Environments of Canada : The impact and cleanup of oil spills; Economic and Technical Review Report EPS-3-EC-77-13, Service de protection de l'environnement, ministère de l'Environnement, Ottawa, 413 p.

Owens, E.H., S.B. McCann (1970). The role of ice in the arctic beach environment with special reference to Cape Ricketts, southwest Devon Island, N.W.T., Canada. American Journal of Science. 278, (N° 5) 397-414.

Peterson, E.B. (1976). Biological productivity of arctic lands and waters : A review of Canadian literature in Freeman, M.R., (Ed.) : Inuit land use and occupancy project, vol. 2. Ministère des Affaires indiennes et du Nord, Ottawa, p. 85-102.

Polunin, N. (1951). The real Arctic : suggestions for its delimitation, subdivision and characterization. Journal of Ecology 39, 308-315.

_____, (1948). Botany of the Canadian eastern Arctic, Part III, Vegetation and Ecology. Musée national du Canada, bulletin n° 104, Ottawa.

Robertson, P.B., A.G. Plant (1981). Shock metamorphism in sillimanite from the Haughton impact structure, Devon Island, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 78, (N° 1) 19-20.

Roots, E.F. (1963). The southeastern highlands in Fortier, Y.O. et al.: Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago Northwest Territories (Operation Franklin). Commission géologique du Canada, mémoire n° 320, p. 266-268.

Sempels, J.M. (1982). Coastlines of the eastern Arctic. Arctic, 35, (N° 1) 78-117.

Service canadien d'hydrographie, (1970). Pilot of Arctic Canada. Vol. I et II. Direction des sciences de la mer, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Ottawa.

Sharp, R.P. (1956). Glaciers in the Arctic. Arctic 9, (N° 1 et 2) 78-117.

Short, A.D., Wm. J. Wisemann (1974). Freezeup processes on arctic beaches. Arctic 27, (N° 3), 215-224.

Short, A.D. (1973). Freezing effects on arctic beach in Technical Report No. 128. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, p. 23-31.

Soper, J.D. (1930). Explorations in Foxe Peninsula and along the west coast of Baffin Island. Geographical Review, 10, 418.

Stevenson, J.C., (Éd.) (1978). Sailing directions, Arctic Canada. Canadian Hydrographic Service, ministère des Pêches et de l'Environnement, Ottawa, Vol. n° 2, 3e éd., 298 p.

Taylor, R.B. (1981). Observations of storm conditions in the coastal zone, Bylot Island, N.W.T. Proceedings of a workshop on ice action on shores, Associate Committee for Research on Shoreline Erosion, Rimouski, May 5 and 6, 1981, publication du Conseil national de recherches du Canada, Ottawa, p. 133-149.

_____ (1980). Coastal environments along the northern shore of Somerset Island, District of Franklin in McCann, S.B., (Éd.): The coastline of Canada, Littoral processes and shore morphology; Commission géologique du Canada, document 80-10, p. 239-250.

_____ (1980b). Beach thaw depth and the effect of ice-bonded sediments on beach stability in the Canadian Arctic Island in Proceedings of Canadian Coastal Conference, 1980, p. 103-121.

Taylor, R.B., S.B. McCann (1976). The effects of sea and nearshore ice on coastal processes in the Canadian Arctic Archipelago. Revue de géographie de Montréal 30, (n° 1-2) 123-132.

Wilson, R., (Éd.) (1976). The land that never melts, Auyuittuk National Park. Ministère des Affaires indiennes et du Nord et Parcs Canada, 212 p.

2 Géomorphologie sous-marine de l'Arctique de l'Est

Baker, S.R., G.M. Friedman (1973). Sedimentation in an Arctic marine environment : Baffin Bay and the Canadian Arctic Archipelago. Commission géologique du Canada, document 71-23, p. 471-498.

Beh, R.L. (1975). Evolution and geology of western Baffin Bay and Davis Strait, Canada, in Yorath, C.T., E.R. Parker, D.J. Glass, (Ed.) : Canada's continental margins and offshore petroleum exploration. Canadian Society of Petroleum Geologists, mémoire 4.

Buckley, D.E. (1971). Recent marine sediments of Lancaster Sound, District of Franklin. Maritime Sediments, 7, (N° 3) 96-117.

Clark, D.L. (1975). Geological history of the Arctic Ocean basin in Yorath, C.T., et al., (Ed.) : Canada's continental margins and offshore petroleum exploration. Canadian Society of Petroleum Geologists, mémoire 4, p. 501-523.

Falconer, R.K.H. (1977). Marine geophysical and geological research in Baffin Bay and the Labrador Sea, in Report of Activities, Part B. Commission géologique du Canada, document 77-1B, p. 255-260.

Fortier, Y.O., L.W. Morley (1956). Geological unity of the Arctic islands. Transactions of the Royal Society of Canada, Series 3, vol. 10, p. 3-12.

Grant, A.C. (1975). Geophysical results from the continental margin off southern Baffin Island, in Yorath, C.T., et al., (Ed.) : Canada's continental margins and offshore petroleum exploration; Canadian Society of Petroleum Geologists, mémoire 4, p. 411-431.

Hood, P.J., M.E. Bower (1975). Northern Baffin Bay : low level aeromagnetic profiles obtained in 1974. Commission géologique du Canada, document 75-1, p. 89-93.

Hood, P.J., (1974). Aeromagnetic reconnaissance of Davis Strait and adjacent areas. Commission géologique du Canada, document 74-1, p. 7.

Jackson, H.R., C.E. Keen, D.L. Barrett, (1977). Geophysical studies on the eastern continental margin of Baffin Bay and Lancaster Sound. Canadian Journal of Earth Sciences, 14, 1994-2001.

Jezeck, P.A. (1972). Physiography of the north Labrador Sea, Davis Strait, and Baffin Bay. Maritime Sediments 8, (N° 1) 20-24.

Johnson, G.L., N.J. McMillan, M. Rasmussen, J. Campsie , F.D. Honer (1976). South West Greenland continental Margin, in Yorath, C.T., E.R. Parker, et D.J. Glass, (Éd.) : Canada's continental margins and offshore petroleum exploration. Canadian Society of Petroleum Geologists, mémoire 4, p. 391-410.

Keen, C.E., D.L. Barrett (1973). Structural characteristics of some sedimentary basins in northern Baffin Bay. Canadian Journal of Earth Sciences, 10, 1267-1278.

Keen, C.E., K.S. Manchester, D.I. Ross (1972b). Geophysical studies in Baffin Bay and some tectonic implications. Canadian Journal of Earth Sciences, 9, 239-256.

Keen, M.J., J. Johnson, I. Park (1972a). Geophysical and geological studies in eastern and northern Baffin Bay and Lancaster Sound. Canadian Journal of Earth Sciences,/9, 689-707.

Kerr, J. Wm. (1980). Did Greenland drift along Nares Strait? Bulletin of Canadian Petroleum Geology,/28, (N° 2) 279-289.

Levy, E.M. (1979). Further chemical evidence for natural seepage on the Baffin Island Shelf, in Current Research, Part B. Commission géologique du Canada, document 79-B, p. 379-383.

Lewis, C.F.M., S.M. Blasco, B.D. Bornhold, J.A.M. Hunter, A.S. Judge, J. Wm. Kerr, P. McLaren, B.R. Pelletier (1977). Marine geological and geophysical activities in Lancaster Sound and adjacent fiords. Commission géologique du Canada, document 77-1a.

Lewis, C.F.M., J.R. Horsman, D.I. Ross (1974). Geological, geophysical and hydrographic studies in Lancaster Sound and Maxwell Bay, District of Franklin. Commission géologique du Canada, document 74-1, p. 89-90.

Loken, O.H. (1973). Bathymetric observations along the east coast of Baffin Island : submarine moraine and iceberg distribution in Hood, P.J., (Éd.) : Earth science symposium on offshore eastern Canada. Commission géologique du Canada, document 71-23, p. 509-519.

Loken, O.H., D.A. Hodgsen (1971). On the submarine geomorphology along the east coast of Baffin Island. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, (N° 2) 185-195.

Maclean, B. (1981). Investigations of the Baffin Island Shelf from surface ship and research submersible in Scientific and Technical Notes, Part A. Commission géologique du Canada, document 82-1A, p. 445-447.

_____ (1977). Marine geological-geophysical investigations in 1977 of the Scott Inlet and Cape Dyer-Frobisher Bay areas of the Baffin Island Continental Shelf in Current Research, Part B. Commission géologique du Canada, document 78-1B, p. 13-20.

Maclean, B., R.K.H. Falconer, E.M. Levy (1981). Geological, geophysical, and chemical evidence for natural seepage of petroleum of the northern coast of Baffin Island. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 29, (N° 1) 75-95.

Pelletier, B.R. (1966). Canadian Arctic Archipelago and Baffin Bay in Fairbridge, R., (Ed.) : The Encyclopedia of Oceanography. Halsted Press.

_____ (1964). Development of submarine physiography in the Canadian Arctic and its relation to crustal movements. Institut océanographique de Bedford, rapport inédit, B.I.O. 64-16.

Pelletier, B.R, D.I. Ross, C.E. Keen, J.J. Keen (1974). Geology and geophysics of Baffin Bay. Commission géologique du Canada, document 74-30, p. 247-256.

Wallace, F.K. (1973). Geology of the Davis Strait bathymetric sill and associated sediments offshore Baffin Island. Minutes d'un symposium sur la géologie de l'Arctique canadien, Association Géologique du Canada, Saskatoon 1973, p. 349-350.

Wetmiller, R.J. (1974). Crustal Structure of Baffin Bay from the earthquake generated Lg phase. Canadian Journal of Earth Sciences,/11, 123-130.

3 Tectonique

Bates, R.L., J.A. Jackson (Éd.) (1980). Glossary of Geology, (2e éd.). American Geological Institute, Falls Church, Virginia, p. 640-641.

Douglas, R.J.W. (1980). Proposal for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield, part 2: A provisional standard for correlating Precambrian rocks. Commission géologique du Canada, document 80-24, 19 p.

Jackson, G.D., C.W. Morgan (1978). Precambrian metamorphism on Baffin and Bylot islands in Fraser, J.A., et W.W. Heywook, (Éd.) : Metamorphism in the Canadian Shield. Commission géologique du Canada, document 78-10, p. 249-267.

Jackson, H.R., C.E. Keen, D.L. Barrett (1977). Geophysical studies on the eastern continental margin of Baffin Bay and in Lancaster Sound. Canadian Journal of Earth Sciences,/14, 1991-2001.

Stockwell, C.H. (1982) . Proposal for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield, Part 1 : A time classification of Precambrian rocks and events. Commission géologique du Canada, document 80-19, 135 p.

_____ (1976). Geology of the Canadian Shield, in Douglas, R.J.W., (Éd.) : Geology and Economic Minerals of Canada, Part A. Commission géologique du Canada, Géologie économique, rapport n° 1, p. 44-54.

4 Géologie de l'Arctique de l'Est

Andrews, J.T., G.K. Gunnel, J.L. Wray, J.D. Ives (1971). An early Tertiary outcrop in north-central Baffin Island, N.W.T., Canada : Environment and significance. Canadian Journal of Earth Sciences,/9, 233-238.

Blackadar, R.G., W.L. Davidson, H.P. Trettin (1967a). Arctic Bay Cape Clarence. Geological Survey of Canada, carte 1237A.

Blackadar, R.G. (1967b). Moffet Inlet Fitzgerald Bay. Commission géologique du Canada, carte 1238A.

Blackadar, R.G. (1967c). Milne Inlet. Commission géologique du Canada, carte 1235A.

Christie, R.L. (1978). A structural reconnaissance of eastern Devon Island, Arctic Archipelago. Commission géologique du Canada, dossier en cours n° 537.

Christie, R.L. (1961). Geology, southeast Ellesmere Island, District of Franklin. Commission géologique du Canada, carte 12-1962.

Clarke, D.B., B.G.J. Upton (1971). Tertiary basalt of Baffin Island: field relations and tectonic setting. Canadian Journal of Earth Sciences,/8, 248-258.

Fahrig, W.F., E. Irving, G.D. Jackson (1971). Paleomagnetism of the Franklin diabases. Canadian Journal of Earth Sciences,/8, 455-467.

Fortier, Y.O., R.G. Blackadar, B.F. Glenister, H.R. Greiner, D.J. McLaren, N.J. McMillan, A.N. Norris, E.F. Roots, J.G. Souther, R. Thorsteinsson, E.T. Tozer (1963). Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, N.W.T., (Operation Franklin). Commission géologique du Canada, mémoire 320, 671 p.

Frisch, T., W.C. Morgan, G.R. Dunning (1978). Reconnaissance geology of the Precambrian Shield on Ellesmere Island, Canadian Archipelago, in Current Research, Part A. Commission géologique du Canada, document 78-1A, p. 135-138.

Jackson, G.D. (1978). Basement gneisses and the Mary River Group, No. 4 Deposit Area, northwest Baffin Island, District of Franklin, in Wanless, R.K., and W.D. Loveridge, 1977 : Rubidium-strontium isotopic age studies, Report 2. Commission géologique du Canada, document 74-14, p. 18-24.

Jackson, G.D. (1971). Operation Penny Highlands, south central Baffin Island. Commission géologique du Canada, document 71-1.

Jackson, G.D., T.R. Iannelli, G.M. Narbonne, P.J. Wallace (1978). Upper Proterozoic sedimentary and volcanic rocks of northwestern Baffin Island. Commission géologique du Canada, document 78-14.

Jackson, G.D. et W.C. Morgan (1978). Precambrian metamorphism on Baffin and Bylot islands, in Metamorphism in the Canadian Shield. Commission géologique du Canada, document 78-10, p. 249-267.

Jackson, G.D., A. Davidson, W.C. Morgan (1975). Geology of the Pond Inlet map area, Baffin Island, District of Franklin. Geological Survey of Canada, document 74-25, 33 p.

Jackson, G.D., F.G. Taylor (1972). Correlation of major Aphebian rock units in the northeastern Canadian Shield. Canadian Journal of Earth Sciences,/9, 1650-1669.

Pidgeon, R.T., R.A. Howie (1975). U-Pb age of zircon from a charnockite granulite from Pangnirtung on the east coast of Baffin Island. Canadian Journal of Earth Sciences,/12, 1046-1047.

Tippett, C.R, P. McLellan, J.R. Henderson (1980). Report on geological mapping in Home Bay map area (NTS 27A), June and July 1979. Commission géologique du Canada, dossier en cours n° 670.

Wanless, R.K. (1970). Isotopic age map of Canada. Commission géologique du Canada, carte 1256A.

Wanless, R.K., W.D. Loveridge (1978). Rubidium-strontium isotopic age studies, Report 2 (Canadian Shield). Commission géologique du Canada, document 77-14, 70 p.

5 Géologie glaciaire

Andrews, J.T. (1979). Changes of late Pleistocene and Holocene sea levels on the shelf and against the coast of the eastern Canadian Arctic between latitudes of 66° and 78°N. Rapport inédit présenté à Petro-Canada, Calgary, 23 p.

Andrews, J.T. (1975). Radiocarbon date list II from Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T., Canada. Arctic and Alpine Research,/7, 77-91.

Andrews, J.T. (1974). Coastal flexure and relative sea-level changes over the last 120,000 years, eastern Baffin Island, Canada. Geological Society of America, Annual Meeting, Programme with abstracts, 636 p.

Andrews, J.T., R.G. Barry (1978). Glacial inception and disintegration during the last glaciation. American Research on Earth Planetary Science,/6, 205-228.

Andrews, J.T., S. Funder, C. Hjort, J. Imbrie (1974). Comparison of the glacial chronology of eastern Baffin Island, east Greenland, and the Camp Centry accumulation record. Geology, 2, 335-358.

Andrews, J.T., J.D. Ives (1978). "Cockburn" nomenclature and the late Quaternary history of the eastern Arctic. Arctic and Alpine research, 10, 617-633.

Andrews, J.T., G.H. Miller (1976). Quaternary glacial chronology of the eastern Canadian Arctic : A review and a contribution on amino acid dating of Quaternary mollusk from the Clyde cliffs, in Mahanney, W.C., (Ed.) : Quaternary stratigraphy of North America. Dowden, Hutchenson, et Ross, Stroudburg, PA., p. 1-32.

Andrews, J.T., V.W. Sim (1964). Examination of the carbonate content of drift in the area of Foxe Basin, N.W.T. Ministère canadien des Mines et des Levés techniques, bulletin géographique 21, p. 44-53.

Andrews, J.T., B.J. Szabo, W. Isherwood (1975). Multiple tills, radiometric ages, and assessment of the Wisconsin glaciation in eastern Baffin Island, N.W.T., Canada : A progress report. Arctic and Alpine Research, 7, 39-59.

Bird, J.B. (1980). The natural landscape of Canada. John Wiley and Sons Canada Ltd., Toronto, 260 p.

Blake, W., Jr. (1978). Aspects of glacial history, southeastern Ellesmere Island, District of Franklin in Current Research, Part A. Commission géologique du Canada, document 78-1A, p. 175-182.

Blake, W., Jr. (1976). Sea and land relations during the last 15,000 years in the Queen Elizabeth islands, Arctic Archipelago, in Report of Activities, Part B. Commission géologique du Canada, document 76-1B, p. 201-207.

Blake, W., Jr. (1975). Radiocarbon age determinations and postglacial emergence at Cape Storm, southern Ellesmere Island, Arctic Canada. Geografiska Annaler, 57, 1-71.

Blake, W., Jr. (1970). Studies of glacial history in Arctic Canada, I. Pumice, radiocarbon dates, and differential postglacial uplift in the eastern Queen Elizabeth islands. Canadian Journal of Earth Sciences,/7, 634-664.

Boyer, S.J., D.R. Pheasant (1974). Delimitation of weathering zones in the fiord area of eastern Baffin Island, Canada. Geological Society of America, bulletin 85, p. 805-810.

Church, M. (1972). Baffin Island Sandurs : A study of Arctic fluvial processes. Commission géologique du Canada, bulletin 216, 208 p.

Craig, B.G., J.G. Fyles (1960). Pleistocene geology of Arctic Canada. Commission géologique du Canada, document 60-10.

England, J. (1967a). Postglacial isobases and uplift curves from the Canadian and Greenland high Arctic. Arctic and Alpine Research,/8, 61-78.

England, J. (1967b). Late Quaternary glaciation of the eastern Queen Elizabeth islands, N.W.T., Canada : alternative models. Quaternary Research,/6, 185-202.

Feyling-Hanssen, R.W. (1976). The stratigraphy of the Quaternary Clyde Foreland Formation, Baffin Island, illustrated by the distribution of benthic foraminifera. Boreas,/5 (N° 2) 77-94.

Fillon, R.H., G.H. Miller, J.T. Andrews (1981). Terrigenous sand in Labrador Sea hemiplagic sediments and paleoglacial events on Baffin Island over the past 100,000 years. Boreas,/10, 107-124.

Fisher, D.A. (1979). Comparison of 105 years of oxygen istotope and insoluble impurity profiles from Devon Island and Camp Century ice cores. Quaternary Research,/11, 299-305.

Hattersly-Smith, G. (1974). Present Arctic ice cover in Ives, J.D. et R.G. Barry, (Ed.) : Arctic and Alpine Environments. Methuen, London, p. 195-223.

Hodgson, D.A. et G.M. Haselton (1974). Reconnaissance glacial geology, northeastern Baffin Island. Commission géologique du Canada, document 74-20.

Imbric, J. (1972). Correlation ot the climatic record of the Camp Century ice core (Greenland) with foraminiferal paleotemperature curves from North Atlantic deepsea cores. Geological Society of America, extraits , 4 (N° 7) 550.

Ives, J.D. (1978). The maximum extent of the Laurentide ice sheet along the east coast of North America during the last glaciation. Arctic,/31, 24-53.

Ives, J.D. (1975). Delimitation of surface weathering zones in eastern Baffin Island, northern Labrador and Arctic Norway : a discussion. Geological Society of America, Bulletin 86, p. 1096-1100.

Ives, J.D., J.T. Andrews (1973). Studies in the physical geography of north-central Baffin Island, N.W.T. Geographical bulletin n° 19, p. 5-48.

Kauffman, A., W.S. Broecker, T.L. Ku, D.L. Thurber (1971). The status of u-series methods of mollusk dating. Geochimica et Cosmochimica Acta,/35, 1135-1183.

Klassen, R.A. (1982). Glacial history of Bylot Island, N.W.T., Canada. Proceedings of Geological Association of Canada, Programme with Abstracts, vol. 7, p. 60.

Klassen, R.A. (1981). Aspects of the glacial history of Bylot Island, District of Franklin in Current Research, Part A. Commission géologique du Canada, document 81-1A, p. 317-326.

Koerner, R.M. (1980). The problem of lichen free zones in Arctic Canada. Arctic and Alpine Research,/12 (N° 1) 87-94.

Locke, W.W. III (1976). Etching of hornblende grain in Arctic soils : an indicator of relative age and paleoclimate. Quaternary Research,/11, 197-212.

Miller, G.H. (1976). Anomalous local glacier activity, Baffin Island, Canada, Paleoclimatic implications. Geology,/4, 502-504.

Miller, G.H. (1973). Late Quaternary glacial and climatic history of northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T., Canada. Quaternary Research,/3, 561-583.

Miller, G.H., J.T. Andrews, S.K. Short (1977). The last interglacial-glacial cycle, Clyde Foreland, Baffin Island, N.W.T., Stratigraphy, biostratigraphy, and chronology. Canadian Journal of Earth Sciences,/14, 2824-2857.

Nelson, A.R. (1980). Chronology of Quaternary landforms, Qivitu Peninsula, northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T., Canada. Arctic and Alpine Research,/12, 265-286.

Pheasant, D.R., J.T. Andrews (1973). Wisconsin glacial chronology and relative sea-level movements, Narpaing Fiord, Broughton Island area, eastern Baffin Island. Arctic and Alpine Research, 10, 27-43.

Prest, V.K. (1976). Quaternary geology in Douglas, R.J.W., (Ed.) : Geology and economic minerals of Canada. Commission géologique du Canada, géologie économique, rapport n° 1, p. 675-764.

Short, S.K. et J.D. Jacobs (1982). A 1100 year paleoclimatic record from Burton Bay Tay Inlet, Baffin Island. Canadian Journal of Earth Sciences, 19, 298-409.

Stuckenrath, R., G.H. Miller, J.T. Andrews (1919). Problems of radio-carbon dating Holocene organic bearing sediments, Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T., Canada. Arctic and Alpine Research,/11, (N° 1) 109-120.

Wetmiller, J., P.E. Hare (1971). Racemization of amino acids in marine sediments. Sciences,/173, 907-911.

6 Sismicité de l'Arctique de l'Est

Basham, P.W., D.A. Forsyth, R.J. Wetmiller (1977). The seismicity of northern Canada. Canadian Journal of Earth Sciences,/14, 1646-1667.

Grant, A.C. (1975). Geophysical results from the continental margin off southern Baffin Island in Yorath, C.J., E.R. Parker, D.J. Glass, (Éd.) : Canada's continental margins and offshore petroleum exploration. Canadian Society of Petroleum Geologists, mémoire 4, p. 411-481.

Hashizune, M. (1973). Two earthquakes on Baffin Island and their tectonic implications. Journal of Geophysical Research,/78, (N° 6). 6069-6081.

Herron, E.M., J.F. Dewey, W.C. Pitman (1974). Plate tectonics model for the evolution of the Arctic. Geology,/2 377-380.

Kerr, J.Wm. (1980). Did Greenland drift along Nares Strait? Bulletin of Canadian Petroleum Geology,/28, (N° 2) 279-289.

Lambert, A., P. Vanicek (1979). Contemporary crustal movements in Canada. Canadian Journal of Earth Sciences,/16, 647-666.

Leblanc, G. et R.J. Wetmiller (1974). An evolution of seismological data available for the Yukon Territory and MacKenzie Valley. Canadian Journal of Earth Sciences,/11, 143-1454.

Milne, W.G., A.G. Davenport (1969). Distribution of earthquake risk in Canada. Bulletin of the Seismological Society of America,/59, (N° 2) 729-754.

Milne, W.G., W.E.T. Smith (1961). Canada Earthquakes - 1960. Seismological Series, Observatoire du Canada, 1960-2.

Stevens, A.E. (1974). Seismicity of northern Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology,/22, (N° 4) 387-404.

Stevens, A.E., W.G. Milne (1973). A study of seismic risk near pipeline corridors in northwestern Canada and eastern Alaska. Canadian Journal of Earth Sciences,/11, 147-165.

Walcott, R.I. (1970). Isostatic response to loading of the crust in Canada. Canadian Journal of Earth Sciences,/7, 716-726.

Wetmiller, R.J. (1973). Crustal structure of Baffin Bay from the earthquake generated Lg phase. Canadian Journal of Earth Sciences,/11, 123-130.

Wetmiller, R.J., D.A. Forsyth (1978). Seismicity of the Arctic, 1908-1975. Arctic Geophysical Review,/45, (N° 4) 15-24.

Whitman, K. (1975). The estimation of seismic risk in Canada. Geoscience Canada,/2, (N° 3) 133-140.

Liste des cartes topographiques mentionnées dans le texte

39G Baie Sawyer
39H et 29G: Baie Dobbin
39F et 39E: Glacier Ekblaw
39C et 39D en partie: Inlet Talbot
49B: Fiord Baad
49A: Craig Harbour
39B: Pointe Clarence
58G: Île Baillie-Hamilton
58H: Inlet Thomas Lee
48G: Inlet Sverdrup
48H et 38G: Détroit de Ladyann
58E: Baie Maxwell
48F: Inlet Powell
48E et 38F: Dundas Harbour
58D: Cap Clarence
48C: Arctic Bay
48D: Inlet Navy Board
38C: Île Bylot
58A: Baie Fitzgerald
48B: Inlet Moffet
48A: Inlet Milne
38B: Inlet Pond
38A: Île Nova Zembla
47G: Inlet Berlinguet
47H: Ruisseau Phillips
37G: Lacs Icebound
37H: Golfe Buchan
27G: Inlet Scott
37F: Inlet Steensby
37E: Lac Conn
27F: Inlet Clyde
27E: Cap Hewett
37C: Île Koch
37D: Lac Gillian
27C: Fiord McBeth
27D: Cap Henry Kater
37B: Îles Spicer
37A: Île Foley
27B: Fiord Ekalugad
27A: Baie Home
36N: Île Prince-Charles
36O: Île de l'Aviation
36P: Baie Hantzsch
26M: Rivière Hantzsch
26N: Rivière Isurtuq
26O: Fiord Nedlukseak

26P: Baie Okoa
16M et N: Île Padloping
36I et J: Rivière Koukdjuak
26L: Lac Nettiling
26K: Lac Amittok
26J: Fiord Clearwater
26I: Pangnirtung
16L et K: Cap Dyer
26F: Rivière McKean
26G: Inlet Irvine
26H: Baie Abraham
16E et 16D: Baie Hoare
26B: Baie Chidliak
26A: Îles Leybourne

Index des noms géographiques basés sur les cartes topographiques mentionnées dans le texte

Adair, cap..... 11
Adams, détroit de 52, 53, 90, 94
Admiral McClintock, cap..... 46
Amirauté, inlet de l'..... 40, 48, 51, 53, 54, 76, 108
Aviation, île de l'..... 56, 58
Aktineq, glacier..... 6
Alert..... 118, 120
Alfa, rivière..... 50, 52, 91
Alfred, pointe..... 51
Amadjuak, lac..... 59
Anderson, escarpement..... 57
Arctic Bay..... 46, 49, 52, 90, 91, 92, 93, 94
Aston, cap..... 12
Aulitivik, île..... 16
Aulitiving, île..... 16
Ausuittu (nom inuit pour Grise Fiord)..... 17
Auyuittuq, Parc national d'..... 72
Ayr, lac..... 15, 101, 109

Baffin, baie.. 18, 27, 70, 74, 77, 79, 80, 81, 82, 91, 97, 108, 120, 123
Baffin, île. 2, 5, 6, 9, 10, 11, 12, 13, 17, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 31, 37, 39, 55, 58, 60, 72, 73, 74, 78, 80, 81, 82, 86, 87, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 100, 101, 102, 103, 106, 108, 109, 111, 114, 115, 116, 118, 119, 120, 123, 124
Baillarge, baie..... 51
Baird, presqu'île..... 34, 55, 56, 57
Banks, île..... 40, 117
Barnes, calotte..... 26, 27, 34, 35, 95, 96, 100
Barrow, détroit de..... 46
Bastions, The..... 11
Bathurst, baie..... 108
Bathurst, île..... 80
Ours, baie de l'..... 43
Beitstad, fiord..... 17
Belcher, pointe..... 20, 89
Berlinguet, baie..... 48
Beta, rivière..... 52
Bethune, inlet..... 20
Bieler, lac..... 27, 32
Blanchfield, lac..... 33
Bluff Head..... 50
Boothia, arche de (terme géologique)..... 40
Boothia, presqu'île..... 40

Borden, péninsule..... 40, 48, 49, 50, 52, 60, 72, 90, 92, 108
Bowen, cap..... 10, 11, 23
Bray, île..... 34, 57
Brodeur, presqu'île..... 40, 46, 47, 49, 59, 60, 72, 90, 92, 108
Broughton, île..... 79
Buchan, golfe..... 5, 11, 14, 22, 24, 25, 31, 78, 120, 124
Buchan, baie..... 17
Burnett, inlet..... 90
Burney, cap..... 13
Button, pointe..... 13
Byam Martin, cap..... 108
Byam Martin, monts..... 7, 13, 21
Bylot, île. 2, 5, 6, 9, 10, 13, 21, 60, 74, 86, 92, 93, 94, 100, 108

Canada, pointe..... 6, 51
Carey, île (Groenland)..... 75
Charles Yorke, cap..... 49
Chidliak, baie..... 39, 40
Clark, fiord..... 14
Clyde, inlet..... 11, 12, 15, 16, 32, 78
Clyde, rivière (anciennement aussi Clyde).. 11, 12, 14, 15, 24, 100, 109
Coburg, île..... 18, 74, 76, 87, 88
Conn, lac..... 24, 27, 31, 32, 35
Couronnement, glacier du..... 26
Cory, glacier..... 87
Coutts, cap..... 10
Coutts, inlet..... 10, 23, 24, 29, 30
Crauford, cap..... 47
Creswell, baie..... 46
Croker, baie..... 65, 76, 89, 90
Cumberland, fiord..... 27, 38, 39
Cumberland, péninsule..... 21, 96, 98, 100, 101, 102, 109
Cumberland, détroit..... 26, 37, 38, 39, 40, 81, 95
Cunningham, inlet..... 46
Cunningham, monts..... 20
Cunningham Ouest, glacier..... 20

Davis, détroit de..... 26, 27, 74, 80, 120, 123
Devon, île... 5, 17, 18, 20, 21, 40, 41, 43, 44, 45, 60, 62, 65, 72, 74, 76, 88, 89, 90, 91, 97, 100, 114, 120
Dexterity, fiord..... 11, 14, 24, 25
Dexterity, île..... 24
Disko, île..... 81, 82
Drewry, rivière..... 33
Dundas Harbour..... 18, 20, 43, 76, 89, 90
Dyer, cap..... 25, 26, 37, 38, 59, 65, 70, 79, 80, 95, 96
Éclipse, détroit d'..... 21, 22, 95, 108
Eglinton, cap d'..... 12
Eglinton, fiord..... 11, 14, 15, 25

Ellesmere, île... 5, 17, 18, 20, 21, 40, 41, 43, 59, 72, 74, 76, 82, 87, 97, 100, 113, 114, 117
Elwin, inlet..... 50, 51, 90
Eqalulik, rivière..... 53
Eqeperiaqtalik, pointe..... 23
Erik, fiord (nom officieux)..... 10, 23
Erik Harbour..... 10, 23
Erik, rivière..... 32
Eskimo, inlet..... 27, 29

Fabricius, fiord..... 53
Fairweather, baie..... 52
Fanshawe, cap..... 6, 7, 13
Fee, presqu'île..... 58
Fitz Roy, cap..... 89
Fleming, inlet..... 53
Flint, lac..... 35
Flyway, lac..... 32, 33
Foley, île..... 35, 57, 58
Foxe, bassin.... 27, 34, 40, 54, 55, 56, 57, 60, 108, 114, 115, 124
Frobisher, baie..... 39, 81

Gamma, rivière..... 52
Garnier, baie..... 46
Generator, lac..... 32
Gibbs, fiord..... 15, 32
Gifford, rivière..... 55
Glacier, détroit de..... 76
Graham Moore, cap..... 13
Grant-Suttie, baie..... 34, 35, 95
Grise, fiord..... 17, 41

Hall, péninsule..... 39
Halliday, pointe..... 12
Hantzsch, rivière..... 36, 58
Hardy, cap..... 88
Haughton, dôme..... 45
Hatt, cap..... 71
Hay, cap..... 7, 21, 92
Hayes, fiord..... 17
Henry Kater, péninsule..... 13, 16
Herodier, mont..... 107
Hewett, cap..... 12, 70
Hodgson Head..... 89
Home, baie.. 6, 13, 15, 16, 21, 27, 35, 36, 37, 62, 65, 78, 96, 120, 124
Hooper, cap..... 38
Hunter, cap..... 11

Icebound, lacs..... 22, 27, 29, 30, 31, 55, 94
Icy, bras..... 23, 24
Inglefield, baie (Groenland)..... 75
Inugsuin, fiord..... 12, 15
Inuktorfik, lac..... 55
Isabella, baie..... 12, 16
Isortoq, fiord..... 35

Jackson, inlet..... 47
Jameson, (Ragged Point), cap..... 11
Jens Munk, île..... 56
Jones, détroit de..... 17, 40, 43, 44, 74, 75, 76, 82
Joy, cap..... 49, 51

Kangeeak, pointe..... 38
Kangirlugaapik (nom inuit pour Clyde River)..... 12
Kekertaluk, île..... 38
Kingnait, fiord..... 38
Roi-Guillaume, île..... 40
Koch, île..... 34, 56, 57
Kogalu, rivière..... 12, 15
Koluktoo, baie..... 53, 54
Koukdjuak, rivière..... 58, 59

Labrador, mer du..... 80, 81, 117, 123
Lady Ann, détroit de..... 17, 18, 43, 76
Lancaster, détroit.... 20, 44, 49, 70, 74, 76, 77, 81, 82, 108, 120
Léopold, port..... 46
Levasseur, inlet..... 53
Lewis, glacier..... 32
Limestone, île..... 46
Liverpool, cap..... 7
Low, pointe..... 50, 51

Macculloch, cap..... 11, 108
MacDonald, rivière..... 33
Magda, plateau..... 52, 53
Makinson, inlet..... 17, 41
Maktak, fiord..... 38
Marina, presqu'île..... 18
Maud, anse..... 7
Maxwell, baie..... 43, 44, 45
McBeth, fiord..... 12, 16, 24, 31, 35
Mercy, cap..... 38
Milne, inlet..... 26, 27, 30, 49, 52, 53, 54, 91, 94, 95
Mittimatalik (nom inuit pour Pond Inlet)..... 10
Moffet, inlet..... 46, 48, 49, 52
Mould Bay..... 118

Nanisivik..... 92
Nares, détroit de..... 75, 80, 81, 82, 120, 123
Nauyat, falaise de..... 53
Navy Board, inlet..... 6, 7, 21, 49, 50, 90, 108
Neill, port..... 48
Nettilling, lac..... 38, 55, 58, 59, 95
Nettilling, rivière..... 36
Newman Smith, cap..... 89
Bras Nord..... 10
Spicer Nord, île..... 57
Tweedsmuir Nord, île..... 58

Oliver, baie..... 22, 23

Padloping, île..... 37
Pangnirtung, fiord..... 38
Pangnirtung, passage..... 26
Paquet, baie..... 22, 23, 27, 29
Parker, cap..... 89
Parry, île (Groenland)..... 75
Patricia, rivière..... 22
Penny, calotte de..... 38, 39, 96, 113
Phillips, ruisseau..... 30, 54, 55
Philpots, île..... 20, 65, 89
Phoenix Head, glacier (non officieux)..... 20
Piling, baie..... 58
Pitchforth, fiord..... 37
Poirier, île..... 30
Pond, inlet..... 6, 10, 13, 21, 22, 27, 108
Pressure, pointe..... 46
Prince-Léopold, île..... 46
Prince-Charles, île..... 56, 57
Prince-de-Galles, île..... 40
Prince-Régent, inlet..... 40, 46, 48, 76
Princesse-Charlotte, monument..... 18, 88

Quernbiter, fiord..... 22, 24

Raper, cap..... 12
Red, vallée de la..... 53
Refuge Harbour..... 15
Rennell, cap..... 46
Resolute..... 118
Rowley, rivière..... 31, 34
Rowley, île..... 57
Robertson, rivière..... 52, 53

Société St-Georges, falaises de la..... 52
Salmon, rivière..... 10
Sam Ford, fiord..... 14, 15, 25

Sargent, pointe..... 48
Scott, inlet..... 11, 14, 78, 95
Scott, île..... 14
Sermilik, glacier..... 6
Sherard, cap..... 20, 89
Skogn, cap..... 18
Smith, détroit de..... 74, 75, 77, 81, 82
Somerset, île..... 40, 46
Sparbo, cap..... 88, 89
Sud, cap..... 88
Stanley, pointe..... 48
Starnes, fiord..... 17, 41
Steensby, inlet..... 26, 31, 33, 34, 35, 55, 56, 96
Steensby, presqu'île..... 48
Stephens, promontoire..... 53
Stewart, vallée..... 15
Storm, cap..... 113
Straits, baie..... 58
Strathcona, détroit de..... 50, 51, 52, 92
Sverdrup, inlet..... 88, 90

Tay, baie..... 7, 49, 50, 51
Tay, rivière..... 32
Tay, détroit de..... 22, 23, 27, 29, 30
Thalbitzer, presqu'île..... 56
Thulé (Groenland)..... 75, 117
Tikerakdjuak, mont..... 22
Tingin, fiord..... 24
Tremblay, détroit de..... 50, 51, 52, 53, 91
Truelove, inlet..... 74
Trueter, monts (non officieux)..... 20
Tunuiaqtalik, pointe..... 22, 23
Tununek, mont..... 53
Tweedsmuir Sud, île..... 58

Uluksan, presqu'île..... 52
Utuk, lac..... 10, 22
Uvajo, mont..... 52, 53

Victor, baie..... 91, 93, 94
Victoria, île..... 40

Walker, bras..... 15, 32
Warrender, cap..... 20
White, baie..... 23, 29
Wilcox, glacier..... 87
Wordie, baie..... 58

Yeoman, île..... 90
York, cap..... 48